

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

LUIZ ALBERTO ZAFFANI

**Paleomagnetismo e Anisotropia Magnética de derrames e sills
da região Norte da Província Magmática do Paraná**

SÃO PAULO

2013

LUIZ ALBERTO ZAFFANI

**Paleomagnetismo e Anisotropia Magnética de derrames e sills
da região Norte da Província Magmática do Paraná**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do grau de Mestre em Ciências
Geofísicas.

Área de Concentração: Geofísica

Orientadora: Profa. Dra. Marcia Ernesto

SÃO PAULO

2013

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Marcia Ernesto, por ter me incentivado a ingressar no programa de Mestrado em Geofísica e pela sua orientação, dedicação e esforço, desde os tempos de graduação.

À professora Leila Soares Marques por todo o auxílio dado no desenvolvimento do projeto

Ao professor Carlos José Archanjo pelo auxílio dado nos estudos de determinação preferencial da trama mineral.

Aos companheiros do Laboratório de Paleomagnetismo, em especial os técnicos Daniele, Giovanni e Plínio.

Ao professor Fabio Braz Machado e ao amigo Divanir pela participação nas atividades de campo.

À CAPES por todo o suporte financeiro.

Aos meus pais Ronald e Sandra, por todo amor, carinho e dedicação. Sem eles nada disso seria possível.

À minha namorada Elizabete, pelo amor e companheirismo nas horas difíceis, e agora compartilhando mais uma conquista.

À minha avó Dirce e à minha tia Roseli, por terem me acolhido e facilitado minha vida nesses dois anos.

RESUMO

São apresentados novos resultados paleomagnéticos e de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) para derrames e sills da região Norte da Província Magnética do Paraná (PMP). Através de curvas termomagnéticas, curvas de histerese e de magnetização remanente induzida, verificou-se que os principais portadores magnéticos são titanomagnetitas de tamanho pseudo-domínio simples. As titanomagnetitas geralmente aparecem associadas à maghemita em pequena proporção.

Os resultados de ASM mostram que as amostras possuem susceptibilidade média K_m variando entre $4,64 \times 10^{-3}$ e $5,65 \times 10^{-2}$ SI e apresentam baixo grau de anisotropia P , não ultrapassando o valor de 1,046. O parâmetro T indica que o conjunto apresenta tanto elipsoides oblatos quanto prolatos. A trama magnética obtida através da ASM indica que o eixo maior de susceptibilidade k_1 tem inclinações baixas, horizontais para a maioria dos casos. Duas direções preferenciais de k_1 foram identificadas: na área do extremo norte da região as direções estão no intervalo NW-SE a E-W, coerente com resultados existentes para a porção central da PMP; a região a nordeste, onde predominam sills, a direção preferencial é basicamente NE-SW, similar àquelas da borda sudeste da PMP. O significado dessa anisotropia foi examinada através da orientação preferencial da trama de plagioclásio.

As desmagnetizações por campos magnéticos alternados revelaram uma componente de magnetização de alta coercividade, associada a uma componente viscosa de baixa coercividade, facilmente eliminada. O conjunto de amostras revelou tanto direções características com polaridade normal, como reversas e que devem ser de origem térmica. Aos novos dados foram adicionados os dados já existentes na literatura para a região Norte da PMP, para calcular um polo paleomagnético. Parte dos dados da literatura foram obtidos através de metodologias ultrapassadas e, em princípio, não merecem confiabilidade. Entretanto, testes estatísticos realizados com conjuntos de amostras da região sul da PMP e que foram reanalisados segundo os novos critérios, indicaram que aqueles dados podem fornecer informações fidedignas, respeitados os limites de confiança. O novo polo paleomagnético calculado para a região Norte ($82,6^\circ\text{S}$ e $83,7^\circ\text{E}$; $N=130$, $\alpha_{95}=1,7^\circ$) atende aos critérios de qualidade e pode ser considerado um polo de referência. Ele difere levemente do polo da região Sul da PMP, e provavelmente reflete a diferença de idade entre as duas regiões.

ABSTRACT

We present new results on paleomagnetism and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the north region of the Parana Magmatic Province (PMP). Samples from flows and sills were analyzed; the sills are mainly located on the eastern border, and cut concordantly the Paleozoic sedimentary rocks.

Results from thermomagnetic curves, hysteresis cycles, and induced remanent magnetization indicated that titanomagnetites in the pseudo-single domain range are the main magnetic carriers for those rocks. The presence of discrete quantities of maghemite was also noticed.

The AMS studies revealed mean susceptibilities varying from 4.64×10^{-3} to 5.65×10^{-2} SI, and low degree of anisotropy P , not exceeding 1.046. The T parameter indicates that the ellipsoids are both oblate and prolate. The great majority of samples revealed magnetic fabric with horizontal or subhorizontal k_1 axis, with two preferential directions. In the extreme north area k_1 varies in the range NW-SE to E-W, which is in accordance to what was already observed in the Central region of the PMP; in the northeastern (mainly sills) the preferred k_1 direction is to NE-SW, similar to that found for the flows in the southern border of the PMP. The significance of these orientations were investigated by means of the preferred orientation of plagioclase.

The alternate field demagnetizations revealed a higher coercivity magnetization component magnetization in the samples, and a low coercivity component which was easily removed, and interpreted as a viscous component. The site characteristic magnetizations show normal and reversed polarities, probably of thermal origin. To the data produced in this work previous data from literature was added in order to calculate a paleomagnetic pole. However, part of the old data does not satisfy the modern reliability criteria. A significance test performed to data sets from the South region of the PMP, revealed that the old data sets give same results as the new and more reliable data sets obtained from the same samples. Therefore, old data from the North PMP was also used after discarding data with low confidence parameters. The new paleomagnetic pole is located at 82.6°S and 83.7°E ($N=130$, $\alpha_{95}=1.7^\circ$), and is high quality reference paleomagnetic pole. It differs slightly from the pole for the South PMP, which probably reflects the age differences between the two regions.

Sumário

1. Introdução.....	1
2. Bacia do Paraná.....	4
3. O Campo Magnético da Terra: Algumas Generalidades	8
4. Minerais Magnéticos	14
5. Investigação da Mineralogia Magnética	20
6. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética	27
7. Orientação Preferencial da Trama Mineral Através da Análise de Imagens	36
8. Determinação das Componentes Características de Magnetização.....	41
9. Discussão.....	45
10. Referências.....	55
Anexos I e II.....	60

1. Introdução

A Província Magmática do Paraná (PMP; Figura 2.1) representa um dos eventos magmáticos mais expressivos já ocorridos, considerado a maior manifestação ígnea não oceânica do Fanerozóico (Milani, 2007). Por essa razão a PMP tem sido alvo de muitos trabalhos de pesquisa, tanto geológicos como geofísicos, que se tornaram mais sistemáticos a partir da década de 80 (Piccirillo & Melfi, 1988).

Geralmente processos magmáticos, com a magnitude daquele que ocorreu na Bacia do Paraná, são associados a processos geodinâmicos de grande escala, envolvendo ruptura de continentes e que causam mudanças significativas na estrutura e composição química da litosfera continental no decorrer do tempo geológico. Na farta literatura internacional, existem diferentes modelos propostos para explicar a origem desse tipo de atividade ígnea, gerando as grandes províncias basálticas continentais. Entretanto, até o presente momento não existe um consenso sobre a sequencia dos processos tectônicos envolvidos, como também sobre a participação de diferentes componentes mantélicos na gênese das rochas básicas. Esses modelos têm implicações bastante distintas no que concerne às características geoquímicas e isotópicas dos magmas basálticos originados.

Embora as plumas mantélicas (Richards et al., 1989, Campbell & Griffiths, 1990; Arndt & Christensen, 1992), tenham sido amplamente utilizadas para explicar as características gerais de várias províncias basálticas, há trabalhos mais recentes que demonstram que esse modelo não pode ser generalizado (Sheth, 2005; Anderson, 2000). No caso da PMP, ainda permanece viva a discussão sobre os processos envolvidos na gênese dessas rochas. Por um lado propõe-se que a composição das rochas basálticas reflete a participação da pluma de Tristão da Cunha (e.g. Marsh et al., 2001; Ewart et al., 1998); de outra parte considera-se que a pluma pode ter contribuído apenas como fonte de calor para a fusão de manto litosférico (e.g. Peate et al., 1999; Marques et al., 1999).

A reconstrução paleogeográfica dos continentes baseada em dados paleomagnéticos (Ernesto et al., 2002; Ernesto, 2005), indica que, se a pluma de Tristão da Cunha, entendida como um ponto fixo no manto, já existia há 133 Ma (idade então aceita para a maior parte da atividade ígnea da parte sul da PMP), então, ela estaria

deslocada em cerca de 1.000 km em relação à região sul da PMP, dificilmente podendo ser associada a toda a geração dos magmas dessa província.

Os dados paleomagnéticos, por permitirem calcular a paleolatidade da região de estudo, oferecem vínculos imprescindíveis para as reconstruções paleogeográficas, o que não é observado em trabalhos que partem do princípio que existe a associação entre pluma-província magmática, elaborando reconstruções arbitrárias. Desta forma, uma boa base de dados paleomagnéticos cobrindo toda a província e com resolução suficiente para identificar possíveis diferenças de idades, quando os métodos radiométricos não o fazem, é essencial para contribuir com o estabelecimento dos modelos de geração e evolução do magmatismo.

A PMP se formou durante o Cretáceo Inferior e precede à ruptura do Gondwana Ocidental, com a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul. Durante esse processo podem ter havido importantes deformações intracontinentais. Curie (1984) propôs um movimento transcorrente através da Bacia do Paraná, em continuação às cadeias Walvis-São Paulo; Conceição et al. (1988) propôs que essa descontinuidade passe ao longo da zona de cisalhamento Curitiba-Maringá de orientação NW e relacionada ao Arco de Ponta Grossa. Chang (1992) questionou esses modelos por carecerem de evidências geológicas e contrapôs um modelo que envolve acomodação do 'strain' através da rotação da América do Sul em relação à África, produzindo extensão na direção NE-SW e injeção de diques na direção NW-SE. Rapalini et al. (1993) analisou dados paleomagnéticos da América do Sul com idades no intervalo Carbonífero Superior-Jurássico Superior, na perspectiva de que esses dados estariam afetados pelas possíveis transcorrências, porém não encontrou nenhuma diferença significativa entre os dados ao norte e ao sul da zona tectonicamente afetada. Ainda assim, nas reconstruções paleogeográficas tem se adotado correções nos dados paleomagnéticos devido a possíveis transcorrências intraplaca, de acordo com o modelo de Schetino e Scotese (2005).

Os dados paleomagnéticos da PMP não dão suporte às hipóteses de grandes transcorrências intraplaca cortando a Bacia do Paraná, como já mencionado por Ernesto et al. (1999). Entretanto, essas deformações não são facilmente perceptíveis pelo paleomagnetismo, a não ser que existam pólos paleomagnéticos de alta precisão para as áreas a norte e sul das zonas de cisalhamento. De fato existe uma grande base de dados

da parte sul da PMP, iniciada com o trabalho pioneiro de Creer (1970) e seguido pelos trabalhos de Pacca & Hiodo (1976) e Ernesto et al. (1979). Esses trabalhos, entretanto, foram superados pela investigação paleomagnética mais abrangente apresentada por Ernesto & Pacca (1988) e Ernesto et al. (1990). Posteriormente, a base de dados foi ampliada com os estudos das regiões nordeste da bacia (Ernesto et al., 1999), região central (Alva-Valdívia et al., 2003), no Paraguai (Ernesto et al., 1996; Goguitchaichvili et al., 2013), na Argentina (Mena et al., 2006), além dos dados provenientes dos diques de Ponta Grossa (Raposo & Ernesto, 1995) e de Florianópolis (Raposo et al., 1998). Ainda assim, a região norte da província, por suas grandes dimensões e por seu recobrimento por sedimentos pós-vulcânicos, apresenta informações paleomagnéticas insuficientes para se elaborar uma comparação acurada em relação ao magmatismo do sul da província. Nessa região, devido às escarpas que expõem toda a sequência vulcânica, os dados são abundantes e bem controlados temporalmente (Fig. 1). Também provêm dessa região a maior quantidade de determinações de anisotropia magnética (Glen et al., 1997; Tamrat & Ernesto, 1999; Masquelin et al., 2009).

A anisotropia de suscetibilidade magnética de rochas magmáticas pode indicar a direção dos fluxos de lava (contribuindo assim determinar a proveniência do magma e, conseqüentemente, para o entendimento dos processos geodinâmicos na formação da província ígnea. Apesar do grau de anisotropia nos derrames de lava da PMP ser muito baixo, ainda assim as direções dos principais eixos do elipsoide de anisotropia são muito bem marcadas permitindo identificar algumas direções preferenciais do eixo de máxima anisotropia. Entretanto, essas direções podem não coincidir com outros indicadores de fluxo magmático (Archanjo & Launeau, 2004; Fanjat et al., 2012) permanecendo a incerteza quanto às direções preferenciais das lavas.

Este trabalho tem por objetivo realizar um estudo paleomagnético e de anisotropia de suscetibilidade magnética nos derrames e rochas intrusivas da região norte da PMP, com o objetivo de ampliar a base de dados dessa região e, com isso, permitir avaliar as relações temporais com as demais regiões da PMP, bem como entre os derrames e as soleiras de diabásio da região norte. É também objetivo obter dados de anisotropia magnética para essa região e investigar o significado das direções preferencias através da determinação da orientação preferencial da trama mineral em plagioclásios.

2. Bacia do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma bacia paleozoica do tipo intracratônica inserida no interior da placa Sul-americana e ocupa uma área aproximada de 1.500.000 quilômetros quadrados. No Brasil, ela ocupa grande parte dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, e parte de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, além de abranger regiões do nordeste da Argentina, leste do Paraguai e norte do Uruguai (Figura 2.1). A Bacia do Paraná possui forma ovalada, com o eixo maior N-S. A espessura máxima do pacote sedimentar-magmático pode atingir 7.000m, com o depocentro estrutural coincidindo com a calha do Rio Paraná (Piccirilo & Melfi, 1988).

A divisão mais utilizada para as litologias dessa bacia foi proposta por Milani (1997), que dividiu a bacia em seis unidades, ou supersequências. As três primeiras supersequências, Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), são caracterizadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos relacionados à variação do nível relativo do mar do Paleozóico. As outras três supersequências, Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo), são caracterizadas por sedimentos continentais com rochas ígneas associadas. Destaca-se a intensa atividade ígnea que encerra a supersequência Gondwana III (Formação Serra Geral), que dá origem à Província Magmática do Paraná (PMP).

Província Magmática do Paraná

A Província Magmática do Paraná (PMP) é caracterizada por uma intensa atividade ígnea ocorrida no Cretáceo Inferior. As rochas da PMP ocorrem em forma de sucessões de derrames com espessura média de cerca de 650 metros, porém atingindo localmente até 1.700 m (Almeida, 1986). Os derrames recobrem a maior parte da bacia sedimentar, aproximadamente 1.200.00 km², e apresentam espessuras variáveis, normalmente entre 10 e 80 metros. Assentam-se sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu depositados durante o Jurássico-Cretáceo; entretanto, na parte norte-nordeste da bacia, as rochas vulcânicas podem estar em contato direto com o embasamento (Petri & Fulfaro, 1983). Na região norte da bacia, as lavas foram recobertas pelos sedimentos das formações Bauru e Caiuá, do Cretáceo Superior (Fulfaro & Perinotto, 1996).

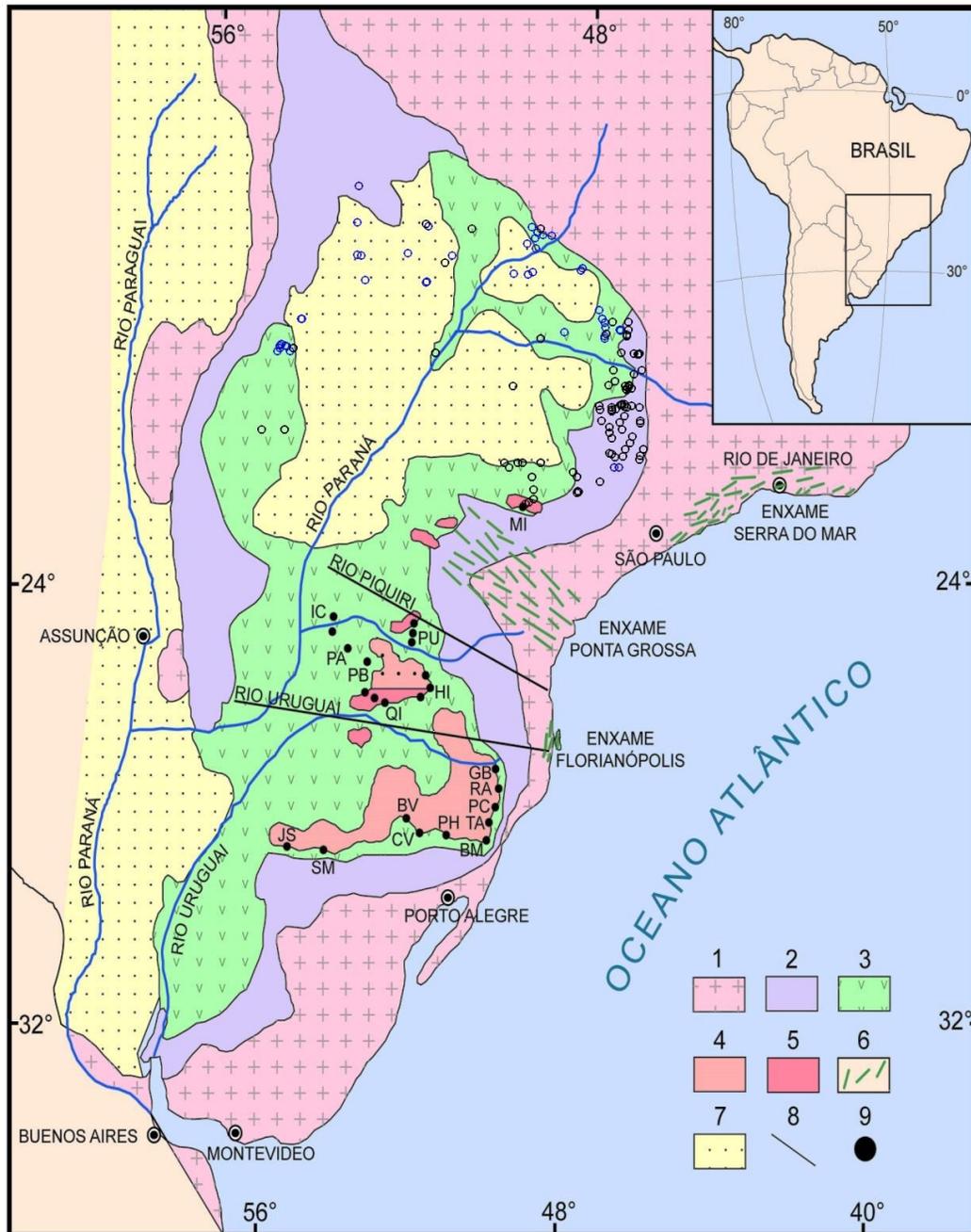


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Marques e Ernesto, 2004): (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos; (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas (tipo Palmas) da PMP; (5) rochas ácidas (tipo Chapecó) da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós-vulcânicos; (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos, (9) localização das seqüências de derrames com estudos paleomagnéticos. Círculos azuis e pretos: sítios de amostragem da região norte.

São abundantes, também, as soleiras de diabásio intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentos paleozóicos e, eventualmente, mesozóicos. Essas soleiras são encontradas por toda a bacia, intrudindo preferencialmente os sedimentos paleozoicos das formações Irati e Itararé e raramente os arenitos mesozóicos da Formação Botucatu ou os próprios derrames da Formação Serra Geral (Melfi & Giardi, 1963; Davino et al., 1982). A maior concentração de soleiras é encontrada na porção norte da bacia, em seções de até 1.000 m de espessura (Zalán et al., 1986). Ao conjunto de rochas extrusivas e intrusivas dá-se o nome de Formação Serra Geral.

Associado a esse magmatismo, há também a presença de grandes enxames de diques (Almeida, 1986; Piccirillo & Melfi, 1988): Arco de Ponta Grossa (Piccirillo et al., 1990), Serra do Mar (Piccirillo et al., 1988) e Florianópolis (Ilha de Santa Catarina e arredores; Raposo et al., 1998) que caracterizam a PMP. A formação da PMP precede a abertura do oceano Atlântico Sul tendo sua extensão no lado africano (Namíbia), no platô de Etendeka, sendo reconhecida na literatura internacional como Província Paraná-Etendeka.

De acordo com (Marques & Ernesto, 2004), dentre as rochas extrusivas da PMP predominam basaltos toleíticos e andesíticos (mais de 90% do volume total), mas também são encontrados andesitos toleíticos (cerca de 7%) e rochas ácidas (cerca de 3%). Do ponto de vista geoquímico, observa-se uma variação no conteúdo de titânio e de elementos traços incompatíveis, o que possibilitou uma subdivisão da PMP em três regiões distintas (Piccirillo & Melfi, 1988): na porção Norte (ao norte do lineamento Rio Piquiri), prevalece a ocorrência de rochas com alto conteúdo de titânio ($Ti > 2\%$) e de elementos incompatíveis; na porção Sul (ao sul do lineamento Rio Uruguai), prevalecem os basaltos com baixos conteúdos de titânio ($Ti \leq 2\%$) e elementos incompatíveis; e na porção Central (entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri) observa-se a ocorrência dos dois tipos.

As rochas ácidas estão distribuídas de forma assimétrica na PMP: ocorrem de forma expressiva na porção Sul da província (Bellieni et al., 1986), onde em geral colocam-se no topo das sequências de lava, mas estão ausentes na porção NNW. Na porção NNE as rochas ácidas ocorrem ao longo do Rio Paranapanema (Piccirillo et al., 1988; Janasi et al., 2007) e assentam-se diretamente sobre os arenitos Botucatu. Essas lavas provavelmente preencheram o paleo-relevo de dunas formadas pelos sedimentos

eólicos. A altitudes acima de 800m as lavas colocam-se em atitude horizontal ou sub-horizontal, com mergulhos suaves ao norte de 1-2° rumo, como observado na Serra de Fartura, a aproximadamente 15 km ao sul do Rio Paranapanema (Janasi et al., 2007). Localmente, encontram-se derrames de tipo básico recobrando as rochas ácidas.

As rochas ácidas mais abundantes nas regiões Central e Norte da PMP são rochas porfiríticas do tipo chamado Chapecó (Nardy, 1996), representadas por dacitos, riodacitos, quartzo-latito e riolitos. Em contraste, na região Sul essas rochas são raras e o tipo principal é designado por Palmas, comum também na região Central. As rochas do tipo Palmas (riolitos e riodacitos) são afíricas a subafíricas.

Nas últimas décadas diversas datações radiométricas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permitiram precisar as idades do vulcanismo. Alguns trabalhos (Renne *et al.*, 1992; 1996a; Renne *et al.*, 1997; Ernesto *et al.*, 1999; Mincato *et al.*, 2003) sugeriram que a fase principal do magmatismo durou 2-3 Ma, concentrando-se em ~133 e 132 Ma. Esses resultados indicaram também que o magmatismo teve início na parte sul da bacia e posteriormente migrou para o norte. Outros dados (Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996), entretanto, levaram à conclusão de que o vulcanismo teria durado de 10 a 12 Ma, com idades mais antigas de $138,4 \pm 1,3$ Ma, e tendo migrado de noroeste para sudeste. Recentemente, Thiede & Vasconcelos (2010) reanalisaram amostras de diversas regiões da PMP e mostraram que muitos dos resultados disponíveis na literatura não eram confiáveis. A partir de novos padrões de calibração, eles reconheceram que a idade da maior parte do vulcanismo situa-se em torno de 134 Ma, sendo os resultados compatíveis com a hipótese de extrusão rápida de 1-2 Ma. Janasi et al. (2011) determinaram, através de datação U-Pb baddeleyita/zircão, uma idade de $134,3 \pm 0,8$ Ma para dacitos na região de Ourinhos (norte da PMP).

Área de amostragem

A figura 2.1 apresenta os sítios de amostragem das duas atividades de campo realizadas nesse trabalho e sítios de trabalhos anteriores (Ernesto et al., 1988; Ernesto et al. 1999) na região norte da PMP. Na região noroeste, afloram principalmente derrames, enquanto que na região nordeste, afloram principalmente sills e diques. Entretanto, raramente foi possível identificar o tipo de colocação das rochas aflorantes, além de não ser possível visualizar o limite do contato com as rochas adjacentes.

3. O Campo Geomagnético da Terra: algumas generalidades

O campo geomagnético é um campo vetorial e pode ser representado através de uma projeção tri-ortogonal (Figura 3.1). Seus valores são positivos na direção Norte, Leste, e para baixo. A projeção horizontal do campo magnético \mathbf{H} é dada através do ângulo I , conhecido como *inclinação magnética*. O ângulo D formado entre o Norte geográfico e a projeção horizontal do campo \mathbf{H} é denominado *declinação magnética*, D .

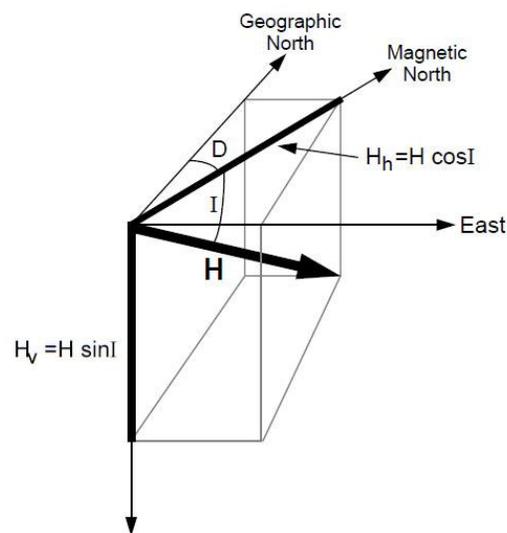


Figura 3.1: Representação espacial de um campo \mathbf{H} e suas componentes. Imagem retirada de Butler (1992).

Temos, então, as seguintes relações entre as componentes do campo geomagnético:

$$H_V = H \sin I \quad 3.1$$

$$H_h = H \cos I \quad 3.2$$

$$H_N = H_h \cos D = H \cos I \cos D \quad 3.3$$

$$H_E = H_h \sin D = H \cos I \sin D \quad 3.4$$

onde H_V , H_h , H_N e H_E são, respectivamente, as componentes vertical e horizontal do campo \mathbf{H} e as projeções do campo \mathbf{H} nas direções norte e leste geográfico.

O campo geomagnético total tem como resultante a soma vetorial de, principalmente, três campos: o campo gerado no interior da Terra, proveniente do núcleo externo líquido; o campo gerado na crosta terrestre, proveniente dos materiais magnetizados; e um campo de origem externa à Terra, relacionado à influência do campo magnético interplanetário sobre o campo geomagnético.

O campo de origem interna é predominantemente equivalente ao de um dipolo, com o seu eixo ligeiramente inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra e deslocado em relação ao seu centro. O campo geomagnético apresenta também componentes não-dipolares, que representam cerca de 10% do campo total.

No paleomagnetismo, o campo magnético terrestre é considerado como o de um *dipolo geocêntrico e axial*, ou seja, o campo magnético é gerado por um dipolo magnético situado no centro da Terra e cujo eixo está alinhado com seu o eixo de rotação. Nessa aproximação, a declinação D em qualquer ponto da superfície da Terra sempre será nula e a inclinação I varia com a latitude λ de acordo com a relação:

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad 3.5$$

Variações do campo geomagnético

O campo magnético terrestre apresenta variações que cobrem uma escala de tempo muito grande, desde frações de segundos até milhões de anos. De forma geral, as variações rápidas do campo geomagnético estão associadas ao campo externo, enquanto as variações mais lentas são associadas ao campo interno, gerado no núcleo externo. Nesta seção serão apresentadas algumas características das variações de longo período do campo geomagnético – variação secular, excursões geomagnéticas e reversões - que cobrem intervalos de tempo da ordem de anos a milhões de anos.

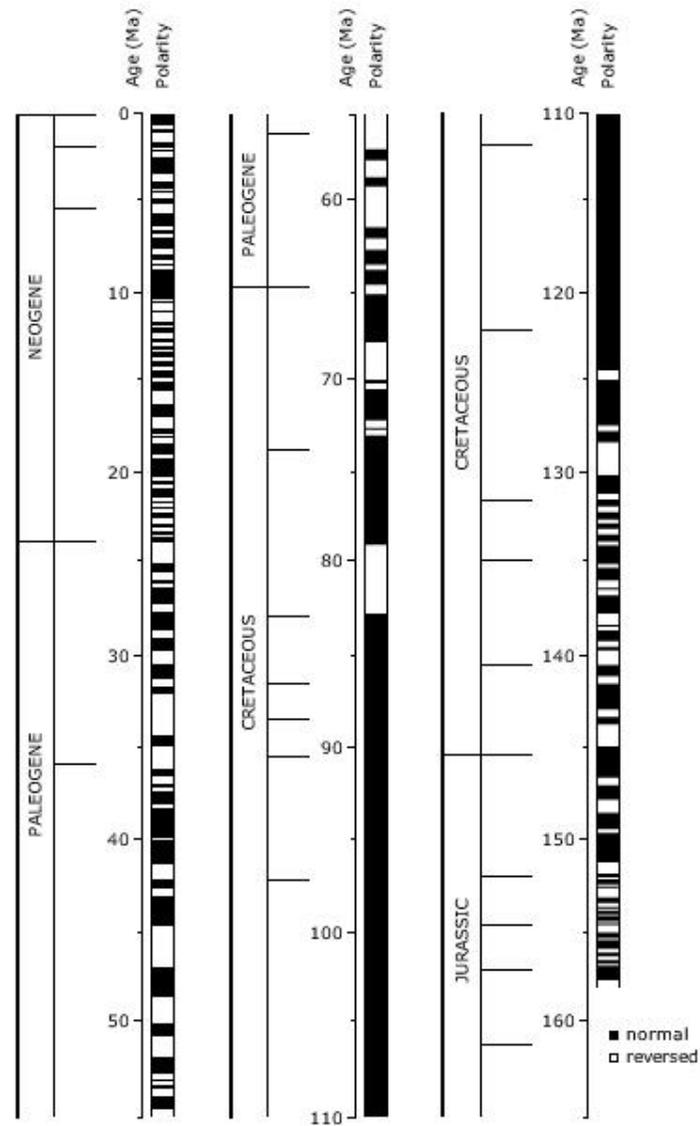


Figura 3.2: Escala de tempo das reversões geomagnéticas para os últimos 160Ma. Polaridades normais são indicadas em preto enquanto que polaridades reversas são indicadas em branco.

As reversões são a variação mais drástica do campo geomagnético e ocorrem quando este inverte a sua polaridade. Por convenção, adotou-se a polaridade do campo atual como “normal”, enquanto que a polaridade oposta é chamada de “reversa”. Durante o processo de inversão, que ocorre em cerca de milhares de anos, a intensidade do campo geomagnético cai drasticamente. Como o processo de reversão é muito mais rápido que a duração dos intervalos de polaridade, é muito difícil obter um registro desses eventos.

A Figura 3.2 apresenta a escala de reversões para os últimos 160Ma. Pode-se observar que houve períodos em que a frequência de reversões foi muito elevada e outros em que a frequência foi bastante baixa. Ou seja, as reversões são fenômenos não periódicos. Os intervalos de tempo onde há a predominância de uma polaridade são chamados de *chrons*. Intervalos menores de tempo, da ordem de 1Ma ou menos, são chamados de *sub-chrons*. Também são definidos os *superchrons*, que representam longos intervalos de polaridade como, por exemplo o superchron normal do Cretáceo (120-83Ma).

Outra importante variação do campo geomagnético é a *variação secular*. Essa variação é observada como variações direcionais e de intensidade, em uma escala de tempo da ordem de anos a milhares de anos. Os padrões da variação secular são bem parecidos para regiões próximas, intracontinentais, mas apresentam grandes diferenças de um continente para outro. A origem da variação secular está associada tanto ao campo dipolar (variações de períodos longos) quanto ao campo não dipolar (variações de períodos curtos, geralmente inferiores a 3000 anos). Uma das características mais importantes é a deriva para o oeste, onde as feições do campo geomagnético migram para o oeste a uma taxa de cerca de 0,4° por ano.

A Figura 3.3 mostra a migração do pólo norte geomagnético em relação ao pólo norte geográfico para os últimos 2000 anos. Pode-se observar que o pólo geomagnético quase nunca se afasta mais 30° - 40° do norte geográfico. Entretanto, em raras ocasiões, o campo se afasta mais do que o que é considerado normal para a variação secular, num fenômeno chamada excursão geomagnética. As excursões geomagnéticas são usualmente definidas como o afastamento do pólo geomagnético virtual de mais de 45° da média do pólo para aquela determinada época e região (Tauxe, 2005).

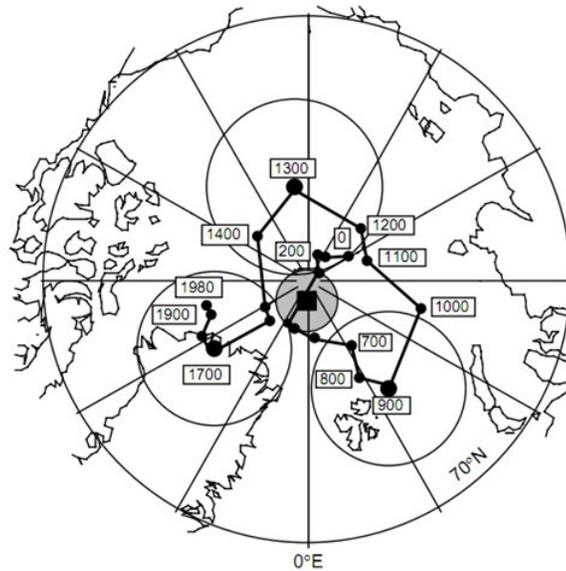


Figura 3.3: Migração do polo norte geomagnético para os últimos 2000 anos (Butler, 1992). Note-se que a média das posições virtuais aproxima-se do pólo geográfico (círculo cheio).

Apesar dessa migração do polo geomagnético em relação ao polo geográfico, se fizermos a média das posições virtuais dos polos geomagnéticos em um período de tempo suficientemente longo, temos que a média calculada se aproxima do polo geográfico, eliminando os efeitos da variação secular. Isso valida a simplificação do campo geomagnético para um dipolo geocêntrico e axial, adotado nos estudos paleomagnéticos.

A partir de uma direção de magnetização detectada nas rochas (direção paleomagnética média (I_m, D_m) , situada num sítio de coordenadas (λ_s, φ_s) , é possível calcular a posição do pólo geomagnético virtual (PGV) de coordenadas (λ_p, φ_p) .

Inicialmente, calculamos a colatitude p , distância entre o sítio e o polo, que é dada pela Equação 3.6:

$$p = \cot^{-1} \frac{\tan I_m}{2} = \tan^{-1} \frac{2}{\tan I_m} \quad (3.6)$$

A latitude do polo é então dada por:

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_S \cos p + \cos \lambda_S \sin p \cos D_m) \quad (3.7)$$

A diferença longitudinal β entre o sítio e o polo é dada por:

$$\beta = \sin^{-1} \frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p} \quad (3.8)$$

Temos então duas possibilidades: se $\cos p \geq \sin \lambda_L \sin \lambda_p$, então a longitude do polo será dada por:

$$\varphi_p = \varphi_S + \beta \quad (3.9)$$

Ou então, caso $\cos p < \sin \lambda_L \sin \lambda_p$, a longitude será:

$$\varphi_p = \varphi_S + 180 - \beta \quad (3.10)$$

Toda direção média tem a ela associada um limite de confiança (α_{95}). No entanto, para os PGVs, esse limite de confiança circular é transformado numa elipse de confiança, e seus semi-eixos podem ser obtidos através das equações:

$$dp = \alpha_{95} \frac{1+3\cos^2 p}{2} \quad (3.11)$$

$$dm = \alpha_{95} \frac{\sin p}{\cos I_m} \quad (3.12)$$

Onde dp é o limite associado ao semi eixo da elipse em relação ao grande círculo que liga o sítio ao polo calculado, e dm é o semi-eixo da elipse de confiança perpendicular ao grande círculo.

4. Minerais Magnéticos

Se aplicarmos um campo magnético em um material, este campo irá induzir uma magnetização relacionada com os momentos magnéticos dos spins dos elétrons, definida por:

$$M = \sum \frac{m_i}{V} \quad 4.1$$

Onde M é a magnetização e m_i é o momento magnético do spin associado a um volume V do material.

A relação entre o campo magnético aplicado num mineral e a sua magnetização é diferente para cada tipo de material. De acordo com suas características magnéticas os minerais classificam-se em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

Diamagnetismo

O diamagnetismo é uma propriedade de todos os minerais. Ao se aplicar um campo num mineral, este irá provocar uma alteração no movimento orbital dos elétrons e irá produzir uma pequena magnetização, que é linearmente proporcional e contrária ao campo aplicado. Ao se remover o campo indutor, a magnetização volta a ser nula. A *susceptibilidade magnética* χ para uma substância diamagnética é uma constante negativa, que não varia com a temperatura (**Figura 4.1**). Apesar do efeito diamagnético ser uma propriedade de todo mineral ele só será observado em minerais com átomos que não possuem momento magnético. Um exemplo de mineral diamagnético é o quartzo (SiO_2) com susceptibilidade magnética de aproximadamente $0,8 \times 10^{-7}$ SI.

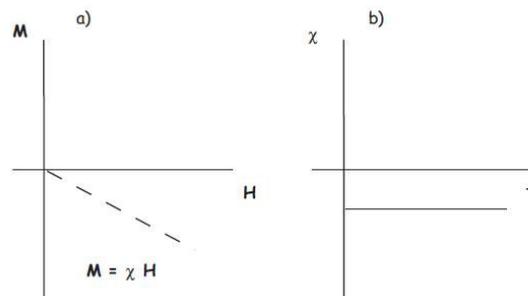


Figura 4.1: a) Magnetização M em função de um campo H . A susceptibilidade assume um valor constante e negativo. b) Suscetibilidade χ em função da temperatura T . Observa-se que χ independe da temperatura (Fonte: Tauxe, 2005).

Paramagnetismo

As substâncias paramagnéticas são aquelas em que os átomos possuem momento magnético resultante, causado pelos spins desemparelhados que agem como dipolos magnéticos. Para qualquer temperatura acima do zero absoluto, a energia térmica causa uma vibração na rede cristalina, fazendo com que os momentos magnéticos oscilem rapidamente e tenham direção aleatória.

Ao se induzir um campo magnético, o mesmo exerce uma força para que os momentos magnéticos se alinhem na mesma direção que o campo induzido. Então, há uma competição entre a energia aplicada e a energia térmica. Mesmo em temperatura ambiente, a energia térmica ainda é superior à energia aplicada e, portanto a magnetização é pequena.

A susceptibilidade magnética dos materiais paramagnéticos (**Figura 4.2**) é positiva, maior que a dos materiais diamagnéticos (geralmente duas ordens de grandeza), mas ainda assim, pequena. Assim como no diamagnetismo, a magnetização volta a ser nula quando o campo externo é retirado. Um exemplo de mineral paramagnético é a ilmenita (FeTiO_3).

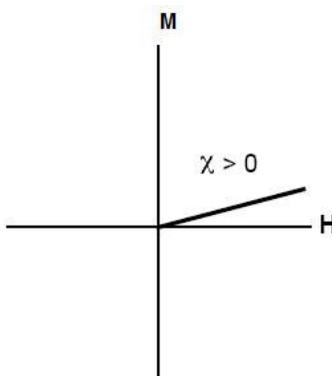


Figura 4.2: Magnetização M em função de um campo H em materiais paramagnéticos. A susceptibilidade assume um valor constante e positivo (Fonte: Butler,1992).

Ferromagnetismo

Nas substâncias ferromagnéticas os átomos com momentos magnéticos resultantes interagem fortemente entre si, gerando uma magnetização mais forte que no paramagnetismo. Além disso, a magnetização permanece mesmo após a remoção do campo externo e é chamada de *magnetização remanente*.

De acordo com a estrutura magnética os materiais ferromagnéticos são subdivididos em: a) antiferromagnéticos: a disposição dos momentos magnéticos é antiparalela e de igual intensidade, resultando numa magnetização nula; b) ferrimagnéticos: os momentos magnéticos são antiparalelos, mas de intensidade distinta, gerando uma resultante espontânea pequena; c) ferromagnéticos: os momentos magnéticos estão alinhados paralelamente, resultando numa forte magnetização espontânea. Não existem na natureza minerais ferromagnéticos, apenas minerais ferrimagnéticos e antiferromagnéticos. Existem minerais pertencentes a estes dois grupos que são importantes para o paleomagnetismo, desta forma, é comum referir-se de forma genérica a minerais ‘ferromagnéticos’.

A uma determinada temperatura, a energia térmica, responsável por tornar aleatórios os momentos magnéticos, se iguala à energia de troca, responsável pelo alinhamento dos momentos magnéticos. Acima dessa temperatura, o comportamento dos materiais ferromagnéticos se torna igual ao de materiais paramagnéticos. Isso porque a energia térmica supera a energia de troca. Essa temperatura é chamada de *Temperatura de Néel* para substâncias antiferromagnéticas ou *Temperatura de Curie* para substâncias ferrimagnéticas.

Minerais magnéticos

Do ponto de vista paleomagnético, os minerais ferromagnéticos mais importantes são os óxidos de ferro e titânio. A composição desses minerais varia segundo soluções sólidas facilmente observáveis em um diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ (**Figura 4.3**). Nesse diagrama a razão de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ aumenta da esquerda para a direita e o conteúdo de titânio aumenta da base para o topo do diagrama. As linhas de oxidação (ou seja, aumento da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) são paralelas à base.

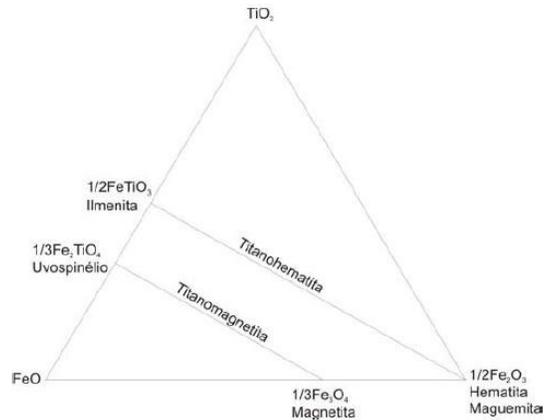


Figura 4.3: Diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$.

Duas importantes séries de soluções sólidas, titanomagnetitas e titanohematitas, também são mostradas no diagrama. As titanomagnetitas tem composição entre a magnetita (Fe_3O_4) e o ulvospinélio (Fe_2TiO_4) e apresentam uma estrutura do tipo espinélio. A série das titanohematitas tem composição entre a ilmenita (FeTiO_3) e a hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) e apresentam estrutura hexagonal.

A magnetita ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$) é o mineral magnético mais importante da natureza, podendo ser encontrada em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas de alto e baixo grau. Ela apresenta uma rede cúbica com estrutura do tipo espinélio inverso. A magnetita apresenta temperatura de Curie de 580°C e magnetização de saturação de 480kA/m . Abaixo dos 120K , chamada de transição de Verwey, há um rearranjo dos íons de Fe^{2+} e Fe^{3+} e a rede é ligeiramente distorcida de uma simetria cúbica para monoclínica (Dunlop & Özdemir, 1997).

A série das titanomagnetitas apresenta composição química que segue a fórmula $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, onde x varia de 0.0 (Fe_3O_4 , magnetita) a 1.0 (Fe_2TiO_4 , ulvospinélio). Com o aumento de x , os íons de Ti^{4+} substituem um íon de Fe^{3+} e um outro íon de Fe^{3+} se transforma em Fe^{2+} . Os íons de titânio enfraquecem o acoplamento dos íons de ferro, fazendo com que a temperatura de Curie diminua quase linearmente com o valor de x . O aumento de titênio também influencia na transição de Verwey, que não pode ser observada para valores de $x > 0.1$.

O intemperismo das titanomagnetitas a temperatura ambiente, ou alterações hidrotermais a temperaturas abaixo de 200°C , pode levar à produção de espinélios com

deficiência em cátions. Um exemplo é a oxidação da magnetita, produzindo maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), que é quimicamente igual à hematita, mas possui a estrutura espinélio. Na oxidação da magnetita há uma substituição de 2/3 do Fe^{2+} por Fe^{3+} , levando à remoção do 1/3 restante do Fe^{2+} . Isso resulta numa queda na magnetização de saturação de $4,8 \times 10^5$ A/m (magnetita) para $4,2 \times 10^5$ A/m (maghemita). Geralmente a maghemita é metaestável e sua estrutura muda irreversivelmente para uma estrutura hexagonal a temperaturas de 300-500° C (Butler, 1992).

Domínios magnéticos

Domínios magnéticos são regiões dentro dos grãos minerais que possuem magnetização uniforme. Dependendo do tamanho do grão, ele pode ser classificado como superparamagnético, domínio simples, pseudo domínio simples e multidomínio. Os grãos superparamagnéticos são grãos muito pequenos e exibem um comportamento muito instável. Grãos de domínio simples apresentam uma magnetização muito estável, sendo difícil remagnetizá-los, visto que a energia necessária para inverter sua magnetização deve ser muito grande. Essa magnetização forte e estável é muito importante para o paleomagnetismo. À medida que o tamanho do grão aumenta, as energias internas dos grãos também aumentam, e o domínio passa a ser tornar instável, sendo necessário dividi-lo em domínios menores e dessa forma diminuir as energias internas do grão. Esses domínios são separados pelas chamadas paredes de domínio. Um grão é considerado pseudo-domínio-simples quando apresenta poucos domínios magnéticos, mas comporta-se como um grão de domínio simples. Um grão que apresente muitos domínios é chamado de multidomínio. A magnetização nesses grãos é geralmente fraca e instável, não sendo favorável aos estudos paleomagnéticos.

Magnetização Remanente das Rochas

A *magnetização remanente primária* (MRP) de uma rocha é aquela adquirida durante a sua formação. A rocha, entretanto, pode adquirir outras magnetizações posteriores à sua formação, que são chamadas *magnetizações remanentes secundárias* (MRS). A *magnetização remanente natural* (MRN) de uma rocha, ou seja, a magnetização que a

rocha possui ao ser extraída de seu contexto geológico, pode ser primária, secundária ou uma soma das duas.

A MRP adquirida por rochas ígneas durante sua formação é a *magnetização termoremanente* (MTR). Num primeiro momento, a lava extrudida se solidifica. Enquanto a rocha estiver com uma temperatura acima da temperatura de Curie/Neél, a energia térmica prevalece no sistema, e não há magnetização remanente. Quando a rocha esfria e passa pela temperatura de Curie/Neél, surge uma remanência. Entretanto, a magnetização é instável, pois a energia térmica ainda é superior à energia magnética. À medida em que a temperatura diminui, a energia magnética torna-se mais forte que a energia térmica, até que o sistema atinja uma determinada temperatura, abaixo da qual a magnetização remanente seja “bloqueada”. Essa temperatura recebe o nome de *temperatura de bloqueio*.

A *magnetização remanente viscosa* (MRV) resulta da ação contínua de um campo magnético ambiente, como o campo geomagnético. A MRV afeta em geral os grãos de mais baixa coercividade que com o tempo tendem a perder a magnetização original e adquirir uma magnetização com a orientação do campo atual. Aquecimentos posteriores da rocha afetam *po de relaxação* (tempo que leva para a magnetização cair para 1/e de seu valor inicial) dos minerais e levando à aquisição de uma magnetização remanente termoviscosa.

A *magnetização remanente isotérmica* (MRI) consiste na aplicação de um campo magnético a uma temperatura constante. Na natureza, esse campo pode ser induzido, por exemplo, pela incidência de raios, o que geralmente leva à destruição da magnetização primária. Já no laboratório, a MRI pode ser usada para identificar os minerais magnéticos da rocha, como será descrito posteriormente.

5. Investigação da Mineralogia Magnética

Uma parte importante do estudo paleomagnético é a investigação de como a rocha adquiriu a magnetização, qual (ou quais) o mineral portador dessa magnetização, e quais são as características desse mineral. Neste capítulo serão apresentadas as metodologias utilizadas para tentar responder tais questões.

Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas fornecem informações sobre os minerais magnéticos através da variação da susceptibilidade em função da temperatura. Curvas de baixa temperatura (-200°C até temperatura ambiente) exibem importante inflexão na chamada transição de Verwey da magnetita (152°C; Garcia & Subias, 2004) e na transição de Morin na hematita (-11°C; Dekkers & Linssen, 1989). Nas curvas de alta temperatura, a transição mais importante é a temperatura de Curie na magnetita (580°C) e a temperatura de Néel na hematita (680°C), nas quais esses minerais perdem toda sua magnetização. A rigor, essas inflexões nas curvas referem-se às temperaturas de desbloqueio.

As curvas termomagnéticas foram obtidas utilizando-se o equipamento Kappabridge (KLY-4) da Agico. Foram utilizados seis espécimes da região noroeste e seis espécimes da região nordeste, incluindo os diversos tipos de comportamento magnético notado durante os processos de desmagnetização, conforme será descrito no capítulo 7. Para a visualização das curvas foi utilizado o software CUREVAL 8.

Nas curvas de baixa temperatura os espécimes foram submetidos a temperaturas mínimas de aproximadamente -200°C. Nas curvas de alta temperatura os espécimes foram aquecidos até a temperatura de 700 °C. Para este último caso, utilizou-se atmosfera de argônio para diminuir a oxidação dos minerais durante o aquecimento. Após o aquecimento o espécime é resfriado até a temperatura ambiente. Se as curvas de aquecimento e resfriamento forem semelhantes, então é dito que a curva é reversível e não houve transformação mineralógica. Caso haja diferença entre as curvas, é dito que a curva é irreversível e indica que houve transformação mineralógica durante esse ciclo.

A Figura 5.1 mostra algumas curvas termomagnéticas representativas do conjunto de amostras analisadas. Na maioria dos casos, as amostras apresentam em sua composição titanomagnetitas com diferentes graus de oxidação (KS755 e KS831, Fig 5.1). Em cerca de 1/3 dos casos é possível observar a presença de uma anomalia próxima aos -150°C (transição de Verwey) e perda total da susceptibilidade (temperatura de Curie) em temperaturas variando entre 540 a 580°C , após passar pelo pico de Hopkinson. A variação na temperatura de Curie se dá, principalmente, devido à variação do conteúdo de titânio presente na amostra e ao estado de oxidação.

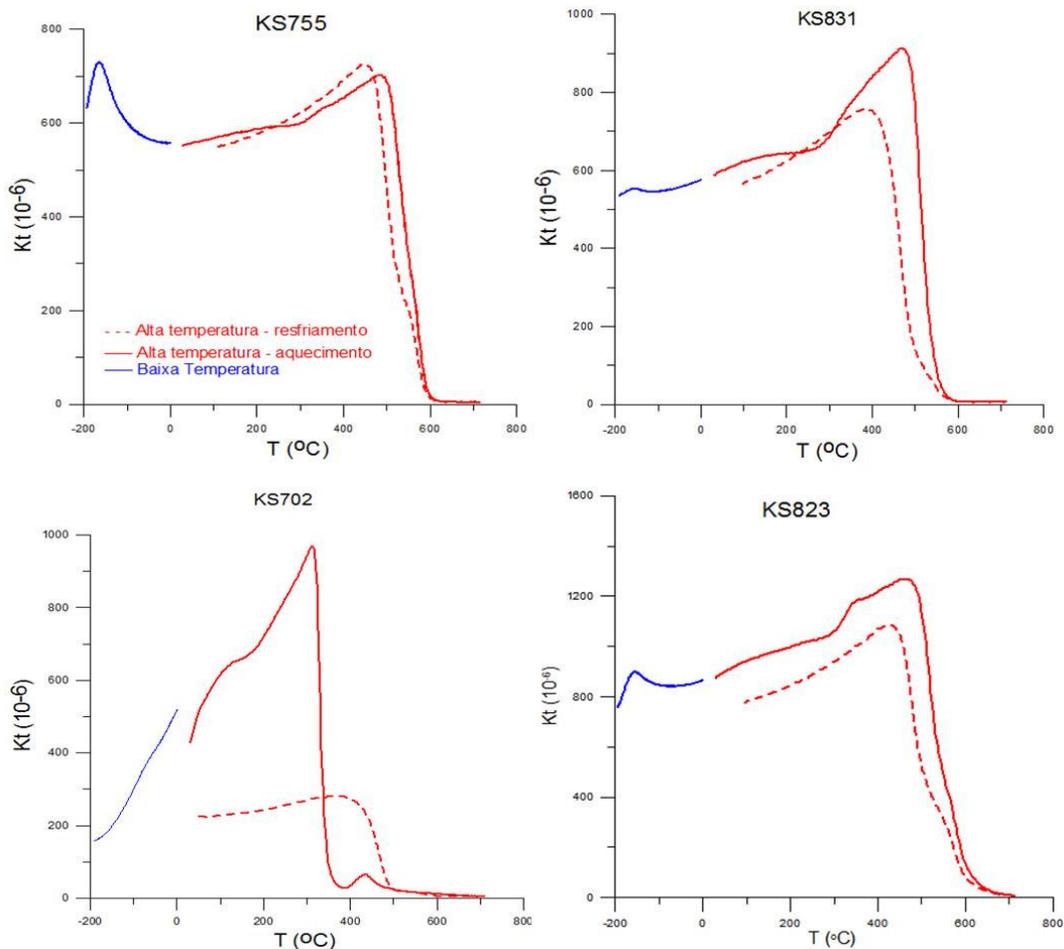


Figura 5.1: Exemplos de curvas termomagnéticas (susceptibilidade total K_t em função da temperatura T) de baixa e alta temperaturas, para amostras representativas das regiões NE (esquerda) e NW (direita) da PMP.

Também foi possível observar a presença de maghemita, resultado de oxidação de baixa temperatura das titanomagnetitas, através das inflexões das curvas de aquecimento no intervalo ~300-400°C. Na maioria dos casos, a maghemita, por ser um mineral instável, transforma-se em hematita a essas temperaturas, o que pode explicar a temperatura de desbloqueio acima de 600°C na amostra KS823. Esse comportamento pode refletir também um maior grau de alteração da amostra, principalmente para amostras vesiculares em que o intemperismo é mais intenso.

Curvas de Magnetização Remanente Isotermal

A curva de aquisição da magnetização remanescente isotermal (MRI) é obtida ao se aplicar um campo magnético na amostra a uma temperatura constante e medir a subsequente magnetização remanente. Esse campo é sucessivamente aumentado até que atinja a saturação da amostra ou o limite do equipamento. As curvas de MRI são importantes pois auxiliam na determinação da coercividade do mineral magnético (ou mistura de minerais) presente na rocha.

As medidas de IRM foram realizadas no Magnetômetro de Amostras Vibrantes (Vibrating Sample Magnetometer, VSM) da Princeton Measurements Corporation. Foram utilizadas 12 amostras referentes aos mesmos sítios utilizados nas curvas termomagnéticas. Observa-se que em todos os casos as amostras saturaram em campos inferiores ou próximos a 300 mT, o que indica que o principal mineral portador da magnetização apresenta coercividades compatíveis com titanomagnetitas. Os valores da magnetização de saturação são apresentados na Tabela 5.1.

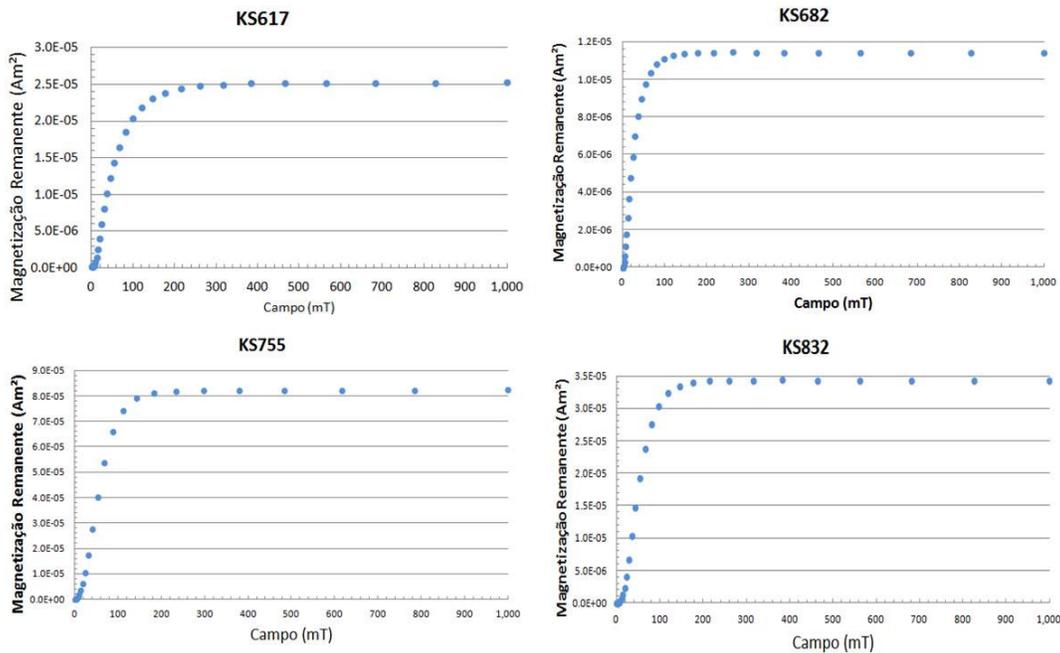


Figura 5.2: Curvas de Magnetização Remanente Isotermal para amostras representativas da área estudada e submetidas a campos de até 1.000mT.

Curvas de Histerese

A curva de histerese é obtida ao submeter uma rocha com magnetização inicial nula à ação de um campo magnético crescente, por convenção, “positivo”. Esta rocha irá adquirir uma magnetização até atingir a saturação chamada de *Magnetização de Saturação* (M_S). Ao se retirar o campo, permanece na amostra uma magnetização chamada de *Magnetização Remanente de Saturação* (M_{RS}). Caso se aplique um campo com sentido oposto, “negativo”, ao aplicado anteriormente, a magnetização se tornará nula quando o módulo do campo for igual a H_C , chamado de *campo coercivo*. A magnetização será nula ao se retirar um campo de magnitude H_{CR} , o que corresponde à *coercividade de remanência*. Se o campo reverso continuar a crescer, a substância atingirá a magnetização de saturação, mas dessa vez negativa. Ao se retirar o campo negativo e aplicar um campo positivo novamente, a magnetização se tornará nula em H_C e atingirá a saturação novamente. Completa-se assim o *ciclo de histerese*, como mostra a Figura 5.3.

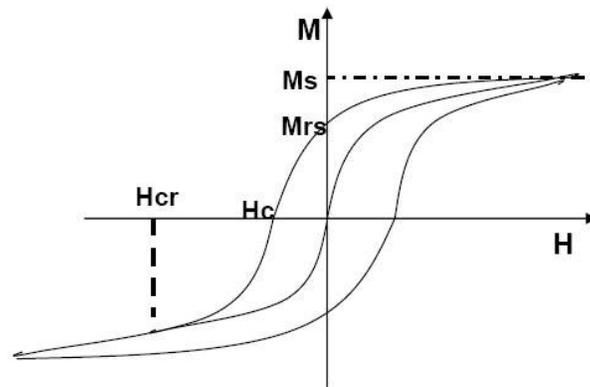


Figura 5.3: Curva de aquisição de magnetização (M) em função do campo magnético aplicado (H), para um material ferromagnético. Quando o material atinge a saturação (M_s), o campo magnético é aplicado no sentido oposto, criando-se assim o ciclo de histerese. Os demais parâmetros indicados são: M_{rs} =magnetização remanente de saturação; H_c = campo coercivo; H_{cr} = coercividade de remanência.

As curvas de histerese permitem obter parâmetros importantes sobre os minerais ferromagnéticos presentes na rocha, destacando-se os já citados, magnetização remanente de saturação (M_{RS}), o campo coercivo (H_C) e a coercividade de remanência (H_{CR}). As medidas para a construção das curvas de histerese foram realizadas no VSM junto com as medidas de IRM. Algumas curvas são apresentadas na Figura 5.4 e os parâmetros H_C , H_{CR} e M_{RS} obtidos nessas curvas são apresentados na Tabela 5.1. Nota-se que as curvas atingem a saturação para campo inferiores a 600 mT, o que é compatível com a presença de titanomagnetita. As curvas têm comportamento simples, isto é, não há inflexões (por exemplo, ‘cintura de vespa’) indicando a presença importante de outros minerais.

A partir dos resultados das curvas de MRI e histerese foi possível construir um diagrama de M_{RS}/M_S versus H_{CR}/H_C , proposto por Day et al (1977) e adaptado por Dunlop (2002). Nesse diagrama, conhecido como diagrama de Day, é possível determinar a estrutura de domínio da amostra. A Figura 5.5 mostra que todas as amostras analisadas, exceto uma, caem no campo de pseudo domínio simples (PSD). Esse campo é uma transição entre os grãos de domínio simples (SD) e multidomínio (MD). Em rochas ígneas, a maior parte dos grãos de magnetita e titanomagnetita portadores de uma MRT estável caem no campo dos grãos PSD (Dunlop & Özdemir, 1997).

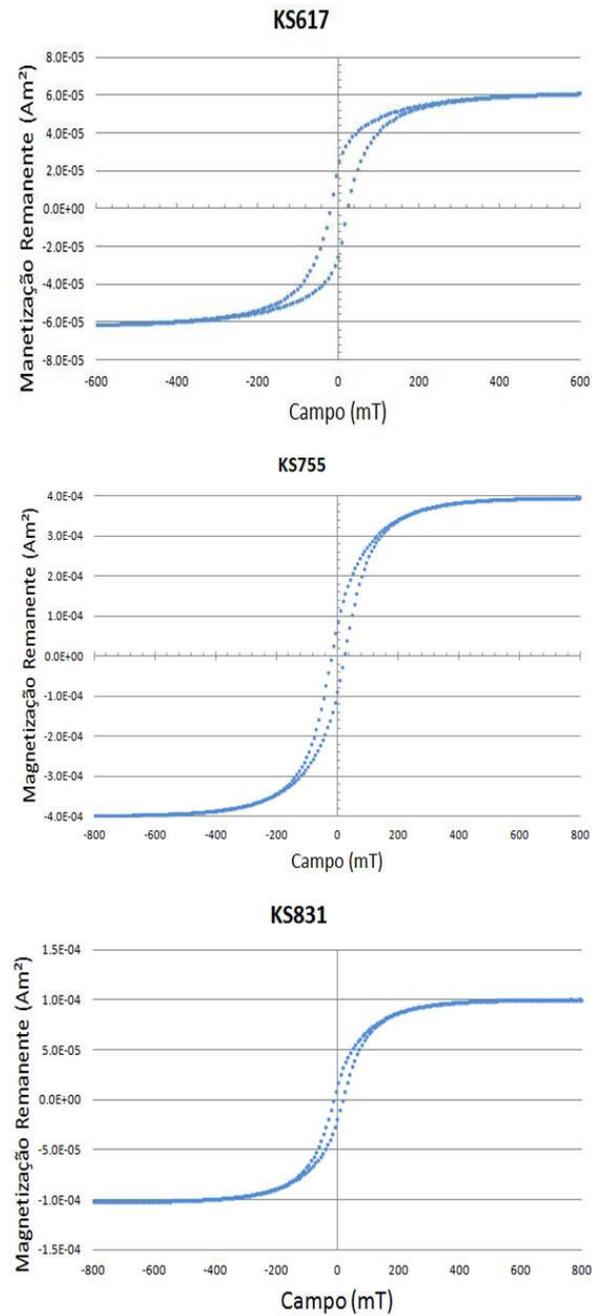


Figura 5.4: Curvas de histerese das amostras KS617, KS755 e KS831.

Tabela 5.1: Parâmetros obtidos nas curvas de histerese e MRI. As razões M_{RS}/M_S e H_{CR}/H_C foram usadas para construção do diagrama de Day.

Espécime	M_S (A/m)	M_{RS} (A/m)	H_C (mT)	H_{CR} (mT)	M_{RS}/M_S	H_{CR}/H_C
KS614	1.8E-04	1.2E-05	2.50	7.45	0.07	2.98
KS617	6.1E-05	2.4E-05	21.65	0.03	0.40	0.00117
KS682	1.5E+00	1.2E-01	5.90	16.20	0.08	2.75
KS702	1.2E+00	1.7E-01	7.54	20.43	0.15	2.71
KS755	4.0E-04	8.4E-05	21.40	41.08	0.21	1.92
KS792	1.0E-04	9.8E-06	9.60	26.49	0.10	2.76
KS793	1.2E+00	1.6E-01	7.05	15.34	0.14	2.18
KS817	1.9E-04	2.3E-05	14.61	34.05	0.12	2.33
KS819	1.4E-04	2.0E-05	14.65	29.34	0.15	2.00
KS823	1.5E-04	2.5E-05	17.44	39.16	0.16	2.25
KS831	1.6E+00	2.7E-01	15.00	31.01	0.17	2.07
KS832	1.9E-04	3.5E-05	19.88	37.90	0.19	1.91

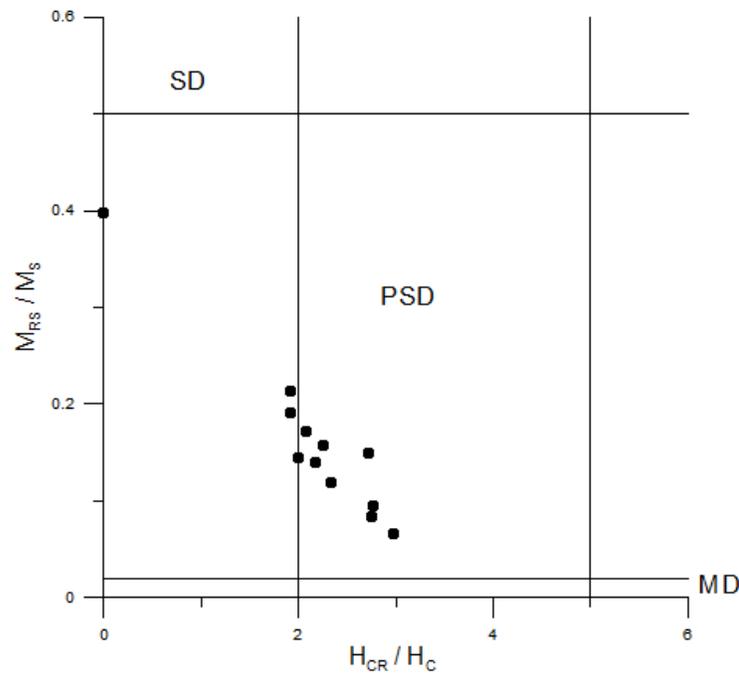


Figura 5.5: Diagrama de Day et al. (1997) modificado por Dunlop et al. (2002).

6. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética λ é uma propriedade física que relaciona o vetor campo magnético \mathbf{H} e o vetor magnetização \mathbf{M} segundo a Equação 6.1. Ela é uma grandeza adimensional, já que \mathbf{H} e \mathbf{M} são dados em A/m no Sistema Internacional de Unidades.

$$\vec{M} = \lambda \vec{H} \quad (6.1)$$

Anisotropia é a variação de uma determinada propriedade física em função da direção. Se a susceptibilidade magnética de um mineral não varia com a direção dizemos que a substância é isotrópica. Caso contrário, ele apresenta uma *anisotropia de susceptibilidade magnética* (ASM) e pode ser expressa por um tensor de segunda ordem dado pela direção e magnitude de seus três eixos principais k_1 , k_2 e k_3 (máximo, intermediário e mínimo, respectivamente). Dessa forma, a relação entre H e M pode ser representada por

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i = 1, 2, 3; j = 1, 2, 3) \quad (6.2)$$

onde k_{ij} são os coeficientes do tensor λ , e

$$\lambda = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix}, \quad \text{onde} \quad \begin{cases} k_{11} = k_1 \\ k_{22} = k_2 \\ k_{33} = k_3 \end{cases} \quad (6.3)$$

A ASM pode ser expressa pela comparação de seus eixos principais e, dependendo dessas relações, define-se um tipo de *elipsoide de susceptibilidade magnética*. Se $k_1 = k_2 = k_3$, o elipsoide é esférico; se $k_1 \approx k_2$ mas $k_2 > k_3$, o elipsoide é oblato; se $k_1 > k_2$ e $k_2 \approx k_3$, o elipsoide é prolato. Alguns dos parâmetros utilizados na ASM são apresentados na Tabela 6.1. O formato do elipsoide é indicado pelo parâmetro T , que varia de -1 a 0 para formatos prolatos, de 0 a 1 para oblatos e é considerado neutro para valores próximos de zero. O eixo k_1 representa a lineação magnética (L), enquanto o eixo k_3 representa o pólo da foliação magnética (F). Em geral, esses parâmetros são relacionados aos seus análogos da trama mineral.

A ASM determinada em campos magnéticos baixos é normalmente utilizada como um proxy para inferir a direção de fluxos de lava e foi utilizada com sucesso em

casos em que outros marcadores de fluxo puderam também serem utilizados (Cañón-Tapia, 1996; Cañón-Tapia et al., 1996; Dragoni et al., 1997; Bascou et al., 2005; Fanjat et al., 2012), ou ainda confirmando modelos teóricos (Hargraves et al., 1991; Cañón-Tapia & Pinkerton, 2000).

Tabela 6.1: Parâmetros utilizados no estudo da ASM (Tarling & Hrouda, 1993)

Parâmetro	Equação
Susceptibilidade magnética	$k_m = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3}$
Lineação	$L = k_1/k_2$
Foliação	$F = k_2/k_3$
Grau de anisotropia	$P = k_1/k_3$
Formato do elipsoide	$T = \frac{2 \ln k_2 - \ln k_1 - \ln k_3}{\ln k_1 - \ln k_3}$

Trabalho experimental

A medida de ASM é um meio rápido e não destrutivo de investigação da trama magnética. Ela foi a primeira medida a ser realizada, visto que as medidas adotadas nos métodos paleomagnéticos para a determinação da magnetização primária tem caráter destrutivo, e isso acarretaria na perda ou alteração da informação da ASM. Para a medida dos espécimes foram utilizados os susceptômetros MKF-1 e KLY-4 da AGICO. Os equipamentos medem a susceptibilidade magnética em 15 posições ao longo de três planos perpendiculares, além de medir a susceptibilidade volumétrica. Com isso, é possível gerar um tensor de ASM completo. Os erros estatísticos são calculados através de uma rotina de ajuste por Mínimos Quadrados (Hext, 1963). A aquisição dos dados foi feita através de software SUFAR e os dados foram analisados no software ANISOFT 4.2. Todos os espécimes preparados foram medidos.

As amostras utilizadas na ASM foram obtidas em duas atividades de campo, uma na região nordeste (23 sítios) e outra na região noroeste (34 sítios). As amostras foram coletadas em forma de cilindro com o auxílio de um amostrador portátil, e foram

orientadas através de bússola magnética e, sempre que possível, bússola solar. No laboratório, os cilindros extraídos em campo foram seccionados em espécimes padrão de 2,2cm de altura e 2,5cm de diâmetro. A orientação dos cilindros foi transferida aos espécimes e cada um recebeu uma nomenclatura individual.

Além dos sítios novos, também foram aproveitados materiais do trabalho de Ernesto et al. (1999), disponíveis na Litoteca do IAG-USP e designadas com a sigla LI. Dessa coleção foram analisados 13 sítios. Essas amostras foram coletadas na forma de blocos orientados, mínimo de três por sítios de amostragem, e novos cilindros foram cortados para este trabalho. Os sítios de amostragem podem ser visualizados na Figura 2.1. É importante ressaltar que a amostragem realizada nesses trabalhos tinha como objetivo principal os estudos paleomagnéticos. Ou seja, a amostragem realizada não foi específica para os estudos de ASM.

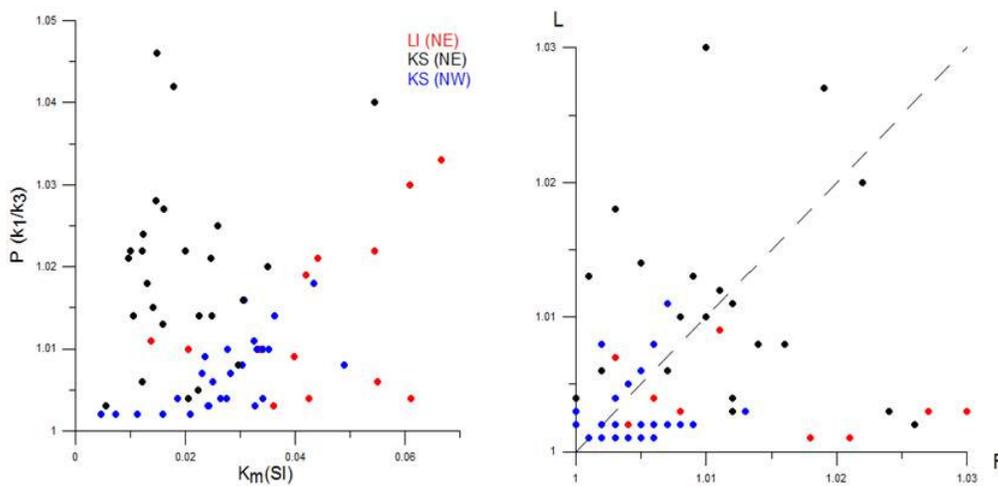


Figura 6.1: Variação do grau de anisotropia (P) em função da susceptibilidade de volume K_m e diagrama L vs F . Nas figuras foram distinguidos os sítios de amostragem em três grupos.

Ao executar as medidas, os espécimes foram embrulhados com filme de PVC para não haver contaminação dos equipamentos. Os resultados das medidas de ASM são apresentados na Tabela I em anexo e Figura 6.1 (gráficos de K_m vs P e F vs L). Com o intuito de verificar alguma diferença entre sills e derrames do ponto de vista da ASM, dividiu-se as amostras em três conjuntos: amostras LI e KS_NE na região nordeste (predomínio de sills) e amostras KS_NW na região noroeste (predomínio de derrames). A susceptibilidade média K_m do conjunto total de amostras varia entre $4,64 \times 10^{-3}$ e

$5,65 \times 10^{-2}$ SI, concentrando-se no intervalo de $1,0 \times 10^{-2}$ a $4,0 \times 10^{-2}$ SI. O grau de anisotropia P encontrado é baixo, não ultrapassando o valor de 1,046 e concentrando-se abaixo de 1,030.

De forma geral, as amostras da KS da região noroeste apresentaram os menores valores de K_m e P , o que pode ser associado ao fato de que se tratam essencialmente de rochas extrusivas. Por outro lado, as rochas intrusivas (KS-NE e LI) não apresentam o mesmo comportamento: KS-NE tendem a ter menor suscetibilidade do que as amostras LI, mas grau de anisotropia ligeiramente maior, na média. Considerando que as primeiras estão localizadas em área geográfica mais ao norte, é possível que se trate de característica local, principalmente porque KS-NE representam uma área mais restrita.

Quanto à forma dos elipsoides, o parâmetro T mostra que os conjuntos apresentam tanto elipsoides oblatos quanto prolatos e em alguns casos, elipsoides neutros. Entretanto os sills do conjunto LI apresentam quase em sua totalidade formato oblato. Este dado pode estar associado à maior compressão a que foram sujeitos estes magmas. Deve-se ressaltar, entretanto, que devido ao tipo de amostragem e falta de controle em campo da parte do corpo ígneo amostrada, os dados não permitem inferências sobre o comportamento dinâmico do magma em cada sítio de amostragem, mas refletem apenas um comportamento geral.

Apesar do baixo grau de anisotropia das amostras, foi possível identificar claros padrões de lineação e foliação em grande parte dos sítios, tanto nos sills como nos derrames como pode ser visto nos estereogramas (Figs. 6.2, 6.3 e 6.4). Para uma análise quantitativa da direção do eixo máximo k_1 , foram construídos gráficos de contorno de densidade. Nas figuras nota-se claramente que o eixo k_1 tem baixa inclinação, sendo horizontal, na maioria dos casos, a sub-horizantal. As inclinações maiores são notadas para as amostras KS-NW, onde também existe uma dispersão um pouco maior de direções.

Os sítios de amostragem KS representam o extremo norte da PMP; ambos mostram direção preferencial do eixo k_1 no intervalo NW-SE a E-W, subordinadamente, nota-se uma direção N-S a NE-SW, combinando os dois conjuntos KS. O conjunto de sills LI tem direção preferencial NE-SW e como direção secundária, NW-SE.

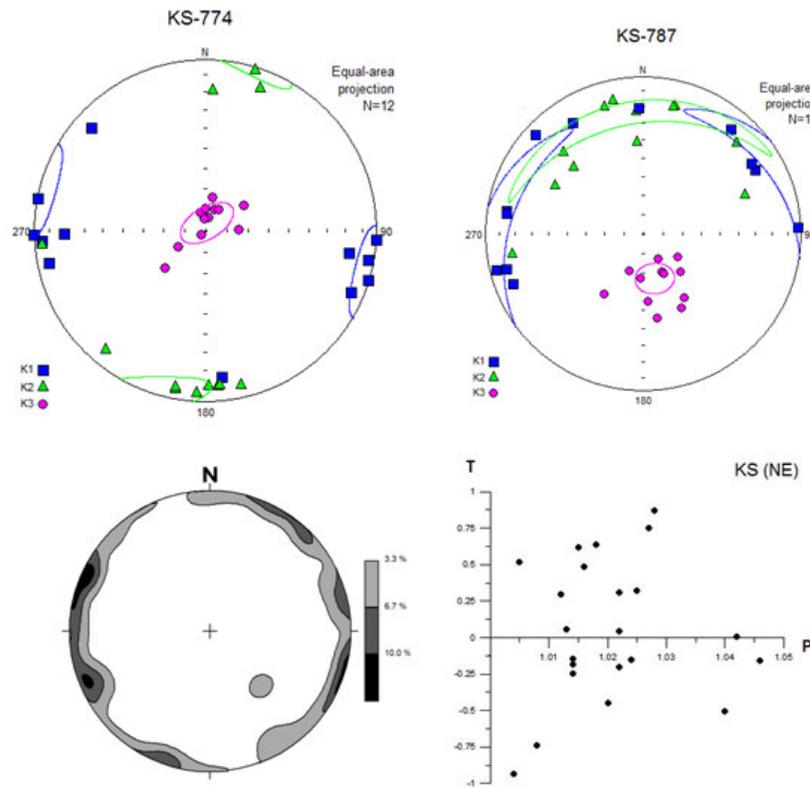


Figura 6.2: Exemplos do padrão de anisotropia magnética para as amostras KS da região nordeste da PMP. Acima, estereogramas mostrando as direções dos eixos principais para a) sítio KS774 com padrão de lineação magnética; b) sítio KS787 com padrão de foliação magnética. Abaixo, c) estereograma com cotornos de densidade das direções do eixo k_1 para todos os sítios KS-NE analisados e d) gráfico T vs P dos mesmos sítios.

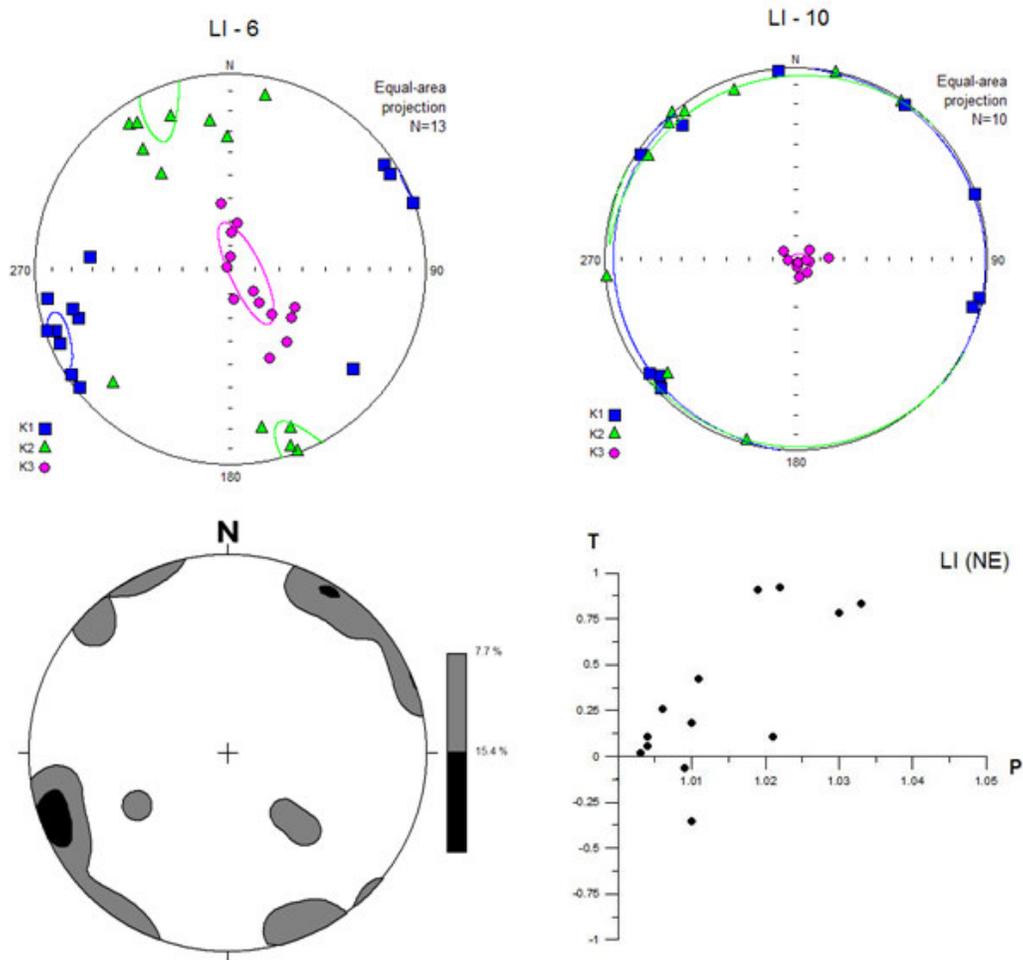


Figura 6.3: Exemplos do padrão de anisotropia magnética para as amostras LI da região nordeste da PMP. Acima, estereogramas mostrando as direções dos eixos principais para a) sítio LI-6 com padrão de lineação magnética; b) sítio LI-10 com padrão de foliação magnética. Abaixo, c) estereograma com cotornos de densidade das direções do eixo k1 para todos os sítios LI analisados e d) gráfico T vs P dos mesmos sítios.

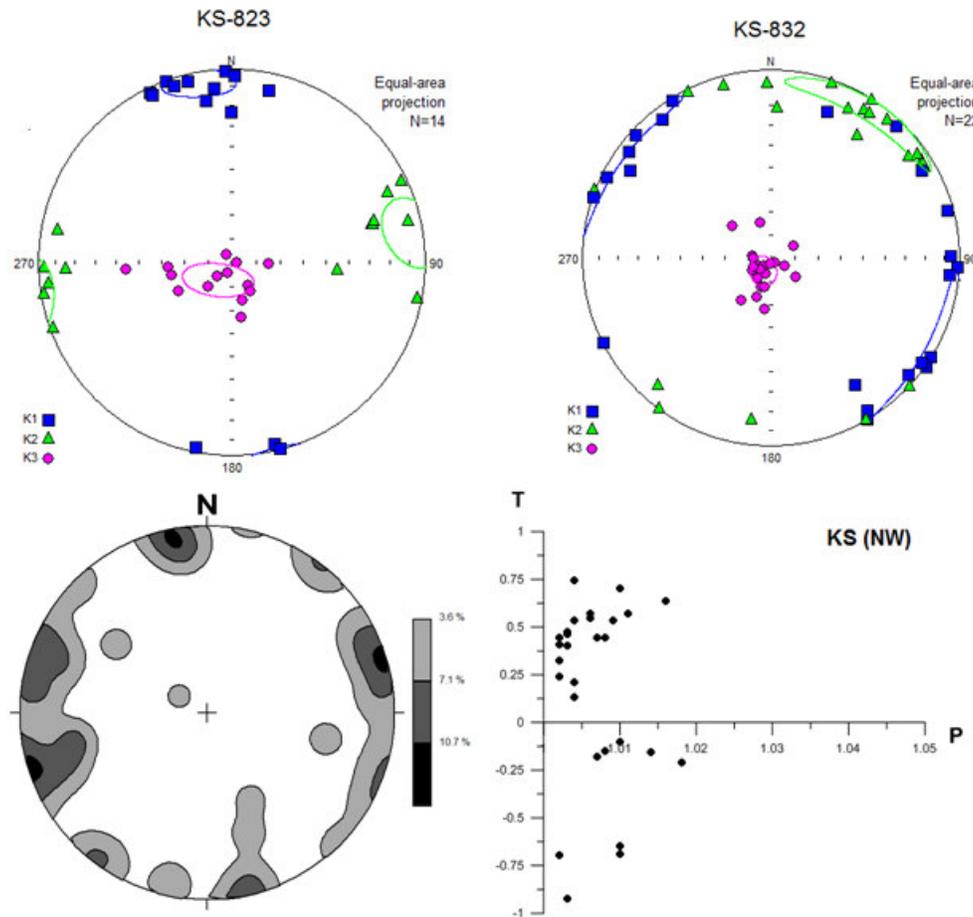


Figura 6.4: Exemplos do padrão de anisotropia magnética para as amostras KS da região noroeste da PMP. Acima, estereogramas mostrando as direções dos eixos principais para a) sítio KS823 com padrão de lineação magnética; b) sítio KS787 com padrão de foliação magnética. Abaixo, c) estereograma com cotornos de densidade das direções do eixo k1 para todos os sítios KS-NE analisados e d) gráfico T vs P dos mesmos sítios.

Em termos direcionais, esse padrão de anisotropia não difere muito daquele observado em outras regiões da PMP, para as sequências de derrames (Glen et al., 1997; Tamrat & Ernesto, 1999) e para sills e diques do Uruguai (Masquelin et al., 2009). A Figura 6.5 apresenta uma compilação dos dados desse trabalho e dos novos dados obtidos neste trabalho. O padrão da distribuição de k_1 encontrado no conjunto de amostras KS, mais ao norte da PMP é coerente com as direções encontradas na porção central da província. Já na parte nordeste, a direção preferencial concorda com a tendência NE-SW já relatada para as sequências de derrames da borda leste do sul da

província. Em resumo, existe uma diferença marcante entre os padrões direcionais de anisotropia entre a borda leste da província magmática e as regiões mais interiores.

Com exceção de algumas sequências da parte sul da PMP, SM e BV principalmente, que mostram variações maiores no padrão de distribuição do eixo k_1 , é notável a consistência dos resultados, tanto para os sills como para os derrames, uma vez que as amostras provêm de partes indeterminadas dos corpos ígneos (bordas ou centro) e se poderia esperar variações maiores de fluxo em função da movimentação da lava no interior do corpo.

O baixo grau de anisotropia encontrado, associado ao fato de que a suscetibilidade magnética, em geral, concentra-se no plano horizontal, sugere que o eixo k_1 possa realmente representar fluxo magmático. De fato, o padrão esperado é k_1 alinhado ao longo dos eixos maiores dos grãos magnéticos e, portanto, paralelo à direção de fluxo. A imbricação da trama deve marcar o sentido do fluxo (Knight & Walker 1988). Entretanto, em determinadas circunstâncias a anisotropia máxima pode ser perpendicular ao fluxo, como demonstrou Merle (1998) através de análise matemática 3-D. Desta forma, é importante verificar a hipótese de k_1 como marcador de fluxo para as rochas da PMP através de outra metodologia, o que será discutido no próximo capítulo.

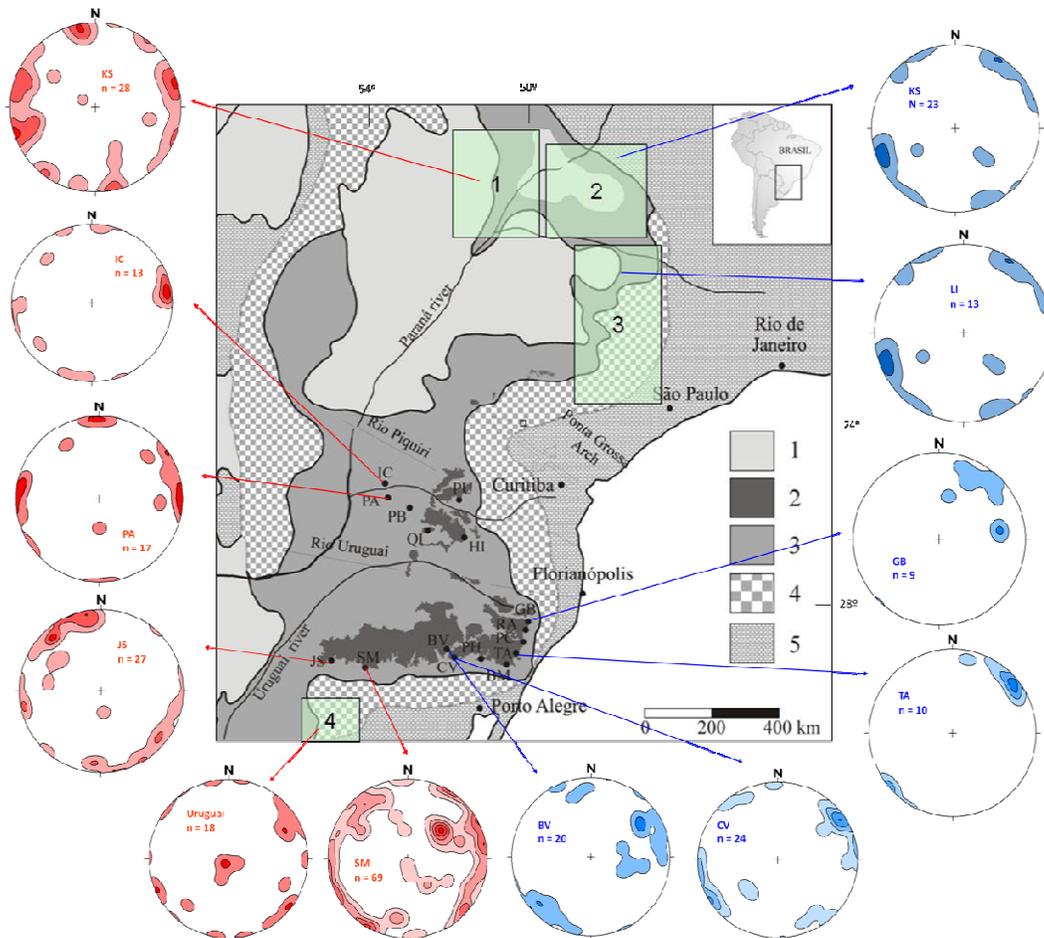


Figura 6.5: Compilação das direções do eixo máximo k_1 . Quadrado 1 e 2: Este trabalho; quadrado 3: Ernesto et al (1999); quadrado 4: região do Uruguai (Masquelin et al, 2009). Demais seções amostradas: Ernesto & Pacca 1988.

7. Orientação preferencial da trama mineral através da análise de imagens

Descreve-se a seguir, de forma simplificada, a metodologia aplicada no estudo da orientação preferencial da trama mineral (*shape preferred orientation*, SPO). Uma descrição mais detalhada pode ser encontrada em Archanjo e Launeau (2004) e Launeau et al. (2010).

Dado um objeto qualquer em uma imagem, este pode ser definido por um conjunto de pixels (elementos de imagem) adjacentes que apresentem um mesmo código numérico. Dessa forma, numa lâmina petrográfica, é possível identificar as fases minerais, podendo assim analisá-las individualmente. Considerando um grão j , se x e y forem as coordenadas de cada pixel desse grão, então seu centro de gravidade 2D (x_c, y_c) é dado pela média das coordenadas x e y . Assim, pode-se construir um tensor de inércia do grão j :

$$M_j = \begin{vmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{xy} & m_{yy} \end{vmatrix} \quad (7.1)$$

$$\text{onde} \quad m_{xx} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)^2, \quad (7.2)$$

$$m_{yy} = \frac{1}{A} \sum_i (y_i - y_c)^2, \quad (7.3)$$

$$m_{xy} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c), \quad (7.4)$$

x_i e y_i são as coordenadas do i -ésimo pixel e A é sua área em pixels, que posteriormente pode ser convertida em seu tamanho real ao multiplicar os pixels pelo seus respectivos tamanhos dx e dy . A partir do tensor de inércia é possível obter a direção \square_j do eixo maior do grão j , dado pelo maior autovalor de M_j . Também é possível determinar os valores dos semi-eixos a e b da elipse do tensor de inércia.

Os cálculos apresentados até aqui se referem a apenas a um grão j . Para se obter a direção preferencial de uma população de N grãos, basta fazer a média dos tensores de inércia individuais (Equação 7.5). Dessa forma também se obtém os parâmetros \square_j , a e b .

$$M = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \quad (7.5)$$

Combinando três tensores de inércia mutuamente ortogonais é possível ajustar um tensor de inércia 3D, onde seu elipsoide é dado pelos eixos $A \geq B \geq C$. A qualidade do ajuste pode ser avaliada através do “índice de compatibilidade” \sqrt{F} . O ajuste pode ser considerado satisfatório se $\sqrt{F} < 10\%$. Caso o ajuste seja satisfatório, a anisotropia de forma (*shape ratio*, $SR = A/C$), o parâmetro de forma T e a orientação dos eixos principais A , B e C podem ser comparados aos seus análogos da ASM.

O estudo de SPO foi utilizada neste trabalho para complementar o estudo de ASM, com o objetivo de verificar se a direção do eixo k_1 indica a direção do fluxo magmático. Foram realizadas determinações da trama mineral em seis cilindros, correspondendo a sills da região nordeste e derrames da região noroeste. As amostras KS790 e KS793 apresentaram texturas mais finas em lâminas petrográficas e as demais, texturas mais grosseiras. As amostras foram escolhidas tentando respeitar os seguintes critérios: a) disponibilidade de três espécimes por cilindro; b) trama magnética bem definida; c) maior grau de anisotropia P possível.

Inicialmente foram preparadas três lâminas orientadas, provenientes de três espécimes (usados na ASM) de um mesmo cilindro, paralelas aos planos xy , xz e yz . A captação das imagens foi feita no equipamento Leica M420, no Laboratório de Petrologia Sedimentar (LABPETRO), do Instituto de Geociências da USP. Para cada lâmina foram captadas duas imagens adjacentes, que foram unidas no software Adobe Photoshop (é possível realizar esse processo em outros softwares de edição de imagens). Com o auxílio do software ImageVGTIFF.exe foram isoladas as fases minerais de interesse, no caso os plagioclásios. Nesse processo também foram eliminados os grãos com tamanho inferior a 16 pixels. A contagem de grãos e a determinação da direção preferencial foram realizadas através do software Intercepts.exe e o ajuste do elipsoide tridimensional foi realizado no software Ellipsoid.exe, utilizando os parâmetros \square_j , a e b obtidos no software Intercepts.exe (os três programas mencionados foram desenvolvidos por P. Launeau). Um resumo dos principais passos pode ser visto na Figura 7.1.

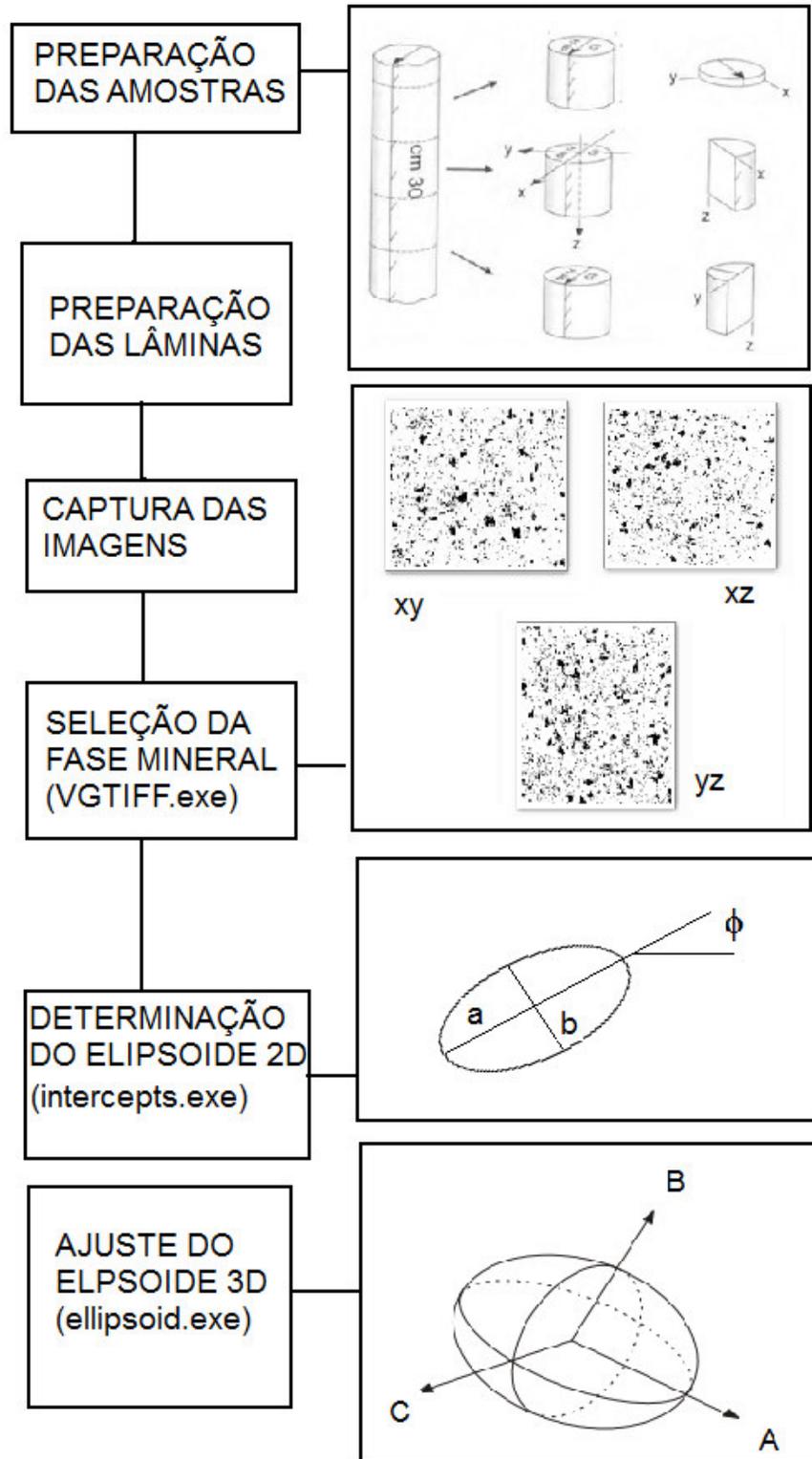


Figura 7.1: Esquema simplificado da preparação e medidas do estudo de SPO.

Os resultados da SPO são apresentados na Tabela 7.1 e a comparação da trama magnética e da trama mineral é apresentada da Figura 7.2. O índice de compatibilidade

\sqrt{F} de todos os ajustes foi inferior a 10%. O grau de anisotropia dos elipsoides da SPO apresentam valores superiores aos da ASM para todos os casos.

As amostras com textura mais fina apresentaram boa correspondência entre as tramas magnéticas e dos plagioclásios. No sítio KS790 o elipsoide manteve o formato oblato e os eixos do elipsoide da ASM e de SPO são concordantes. No sítio KS793 o elipsoide mantém o formato oblato, mas há uma inversão entre os eixos k_1 e k_2 . Para os demais sítios, como exemplificado, não há uma correspondência entre a trama magnética e a mineral.

Os resultados, apesar de inconclusivos, encoraja um estudo direcionado somente à ASM e SPO, uma vez que se obteve alguma correlação entre as duas metodologias. Uma amostragem específica para essa finalidade, com um controle em campo da parte do corpo amostrado e observações de outros indicadores de fluxo magmático, resultaria em resultados mais significativos.

Tabela 7.1: Resultados da determinação da orientação preferencial da trama de plagioclásios

Amostra	Vf (%)	A		B		C		A/B	B/C	A/C	T
		dec. (°)	inc. (°)	dec. (°)	inc. (°)	dec. (°)	inc. (°)				
KS790	5.3	102.2	13.0	8.2	12.9	234.6	70.6	1.038	1.060	1.100	0.716
KS793	2.1	47.9	0.7	332.1	19.6	206.0	79.3	1.060	1.056	1.119	-0.309
KS823	1	278.6	34.2	188.3	0.6	95.9	55.1	1.036	1.025	1.062	-0.467
KS828	1.6	24.5	48.1	268.4	20	263.6	34.7	1.035	1.027	1.063	-0.135
KS832	1.7	207.1	46.6	301.6	4.2	35.5	41.7	1.051	1.036	1.089	-0.273
KS841	3.9	196.3	51.3	5.8	38.4	101.2	7.3	1.061	1.03	1.092	-0.412

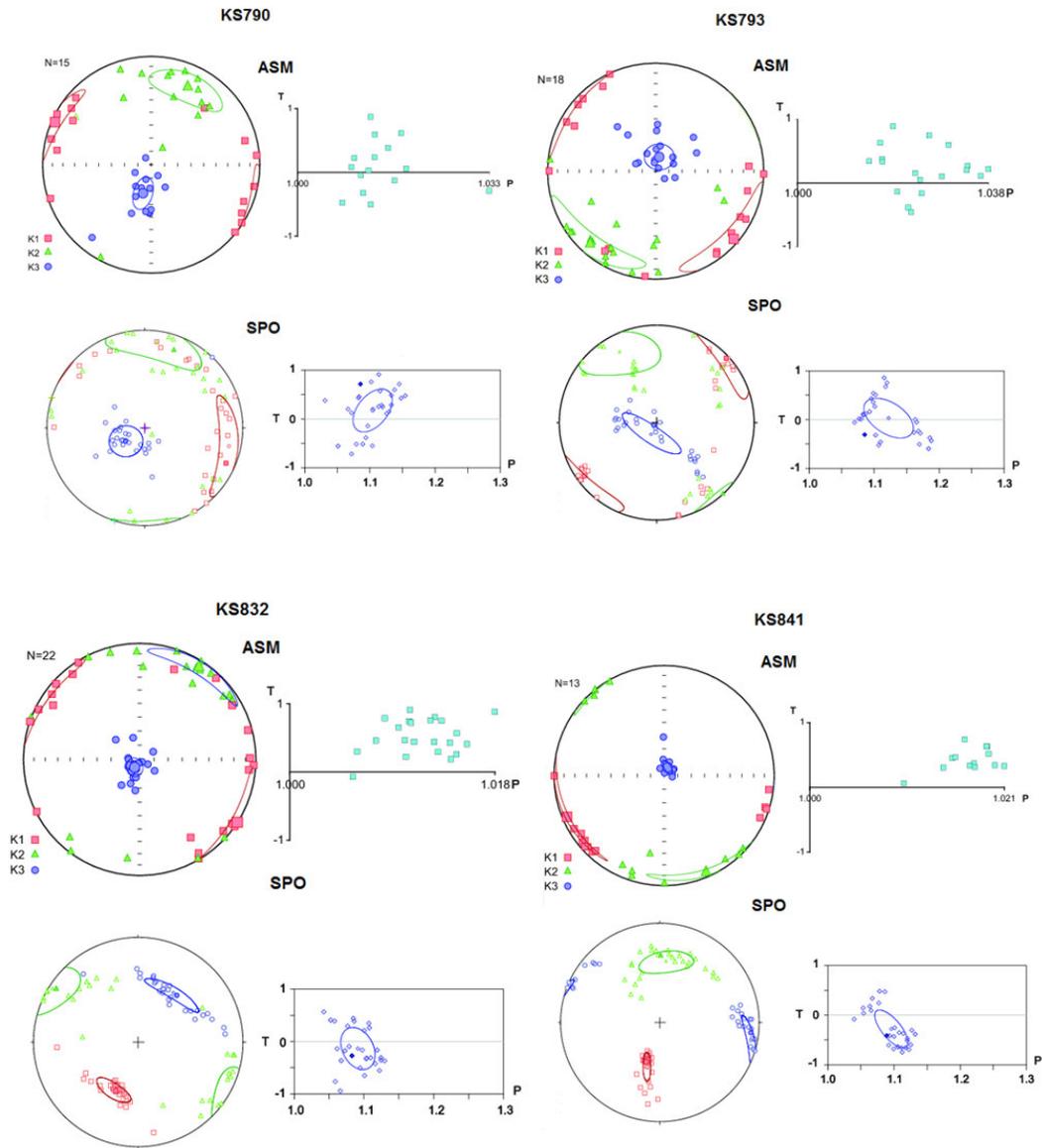


Figura 7.2: Comparação entre as tramas de ASM e de SPO dos sítios KS790, KS793, KS832 e KS841 contendo estereograma com os eixos principais e gráfico de $T \times P$. Observe que nessas imagens há uma inversão nas cores dos eixos k_1 e k_3 nos estereogramas se comparados àqueles mostrados no capítulo anterior.

8. Determinação das Componentes Características de Magnetização

As componentes de magnetização que compõem a Magnetização Remanente Natural da rocha são investigadas através de processos de desmagnetização por etapas sucessivas, em campos magnéticos alternados (AF) ou desmagnetização térmica. Para este trabalho optou-se pela realização de desmagnetizações AF, que é bastante eficiente em eliminar componentes de magnetização secundárias e isolar a magnetização característica em rochas ígneas, onde predominam titanomagnetitas como principal mineral magnético e a magnetização é supostamente de origem térmica. Além disso, é uma técnica rápida e fácil, se comparada às outras técnicas disponíveis. Nas rochas ígneas da PMP, onde os principais minerais são titanomagnetitas (como visto neste trabalho e trabalhos anteriores), já foi demonstrado que a desmagnetização AF é bastante eficiente em isolar as componentes da remanência (Ernesto et al., 1999).

A desmagnetização AF consiste em submeter a amostra a um campo magnético alternado, de intensidade H_{AF} , que possui forma de onda senoidal e decresce com o tempo. Esse processo é repetido diversas vezes com valores de H_{AF} cada vez maiores. Ao final de cada etapa de desmagnetização, os minerais que possuem coercividade magnética inferior ao campo aplicado terão direções de magnetização aleatórias. Caso não haja campo magnético ambiente, a resultante será nula. Ao final de cada etapa de desmagnetização, é realizada uma medida da magnetização remanente da amostra. Para garantir que não haja um campo magnético ambiente que induza nova componente de magnetização, a amostra é colocada no interior de uma blindagem magnética.

A desmagnetização AF foi realizada em sua grande maioria no desmagnetizador rotativo Molspin e as medidas de magnetização remanente foram realizadas no magnetômetro Minispin, alojados em uma sala com blindagem magnética. Algumas das amostras foram desmagnetizadas e medidas no magnetômetro criogênico com desmagnetizador AF acoplado. De modo geral, as etapas de desmagnetização seguiram os passos: etapas sucessivas de 2,5 mT no intervalo de 0 até 25 mT; etapas de 5 mT no intervalo de 25 a 50 mT e etapas de 10 mT no intervalo de 50 mT a 100 mT. A etapa de 0 mT representa a MRN da amostra.

Foram desmagnetizados ao menos três espécimes por sítio, totalizando cerca de 250 espécimes desmagnetizados.

Os resultados do processo de desmagnetização são visualizados em projeção triortogonal (Zijderveld 1969), que combinam a informação da intensidade e direção num mesmo diagrama (Figura 8.1). Essas projeções, também chamadas de diagramas de Zijderveld, facilitam na identificação das componentes de magnetização. Dessa forma, pôde-se eliminar as componentes menos coercivas, de origem viscosa, e isolar a componente mais coerciva, que deve corresponder à magnetização primária.

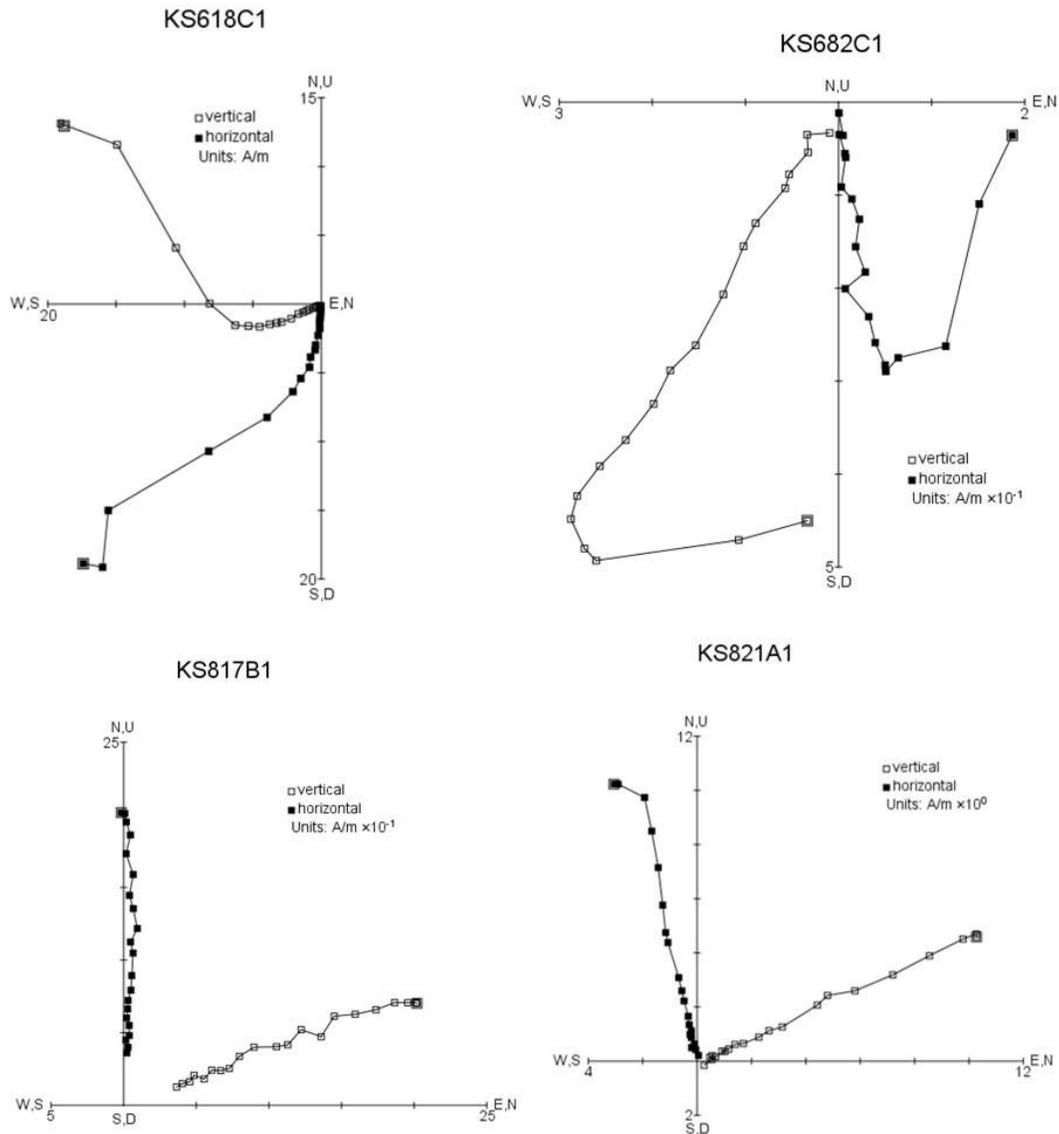


Figura 8.1: Diagrama triortogonal (Zijderveld, 1969) de alguns espécimes analisados, exemplificando os principais comportamentos magnéticos durante o processo de desmagnetização.

No geral, as amostras desmagnetizaram por completo em campos de até 100mT. As componentes secundárias de origem viscosa apresentavam baixas coercividades e foram facilmente eliminadas em campos baixos. Em alguns casos, a amostra também apresentava uma componente secundária, de coercividades intermediárias. As componentes de maior coercividade correspondem às componentes características de cada amostra, e devem representar a magnetização primária.

A determinação da declinação e inclinação, juntamente com os erros associados (MAD = dispersão angular), das componentes do vetor desmagnetização foram determinadas através da Análise das Componentes Principais, desenvolvido por Kirshvink (1980). A média das direções características de cada sítio de amostragem foi calculada atribuindo-se peso unitário à direção de cada espécime. A dispersão das direções médias foi avaliada utilizando-se a estatística de Fisher (1953). Essa estatística baseia-se numa distribuição gaussiana de direções, porém sobre a esfera (distribuição fisheriana). A descrição a seguir é baseada em Butler (1992).

A distribuição de Fisher atribui um valor unitário a cada direção e é representada por um ponto em uma esfera de raio unitário. A função distribuição de Fisher $P_{DA}(\theta)$ dá a probabilidade por unidade de área angular de se encontrar uma direção dentro de uma área dA centrada no ângulo θ a partir da média verdadeira. As direções se distribuem de acordo com a Equação X:

$$P_{DA}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh k} \exp(k \cos \theta) \quad (8.1)$$

Onde θ é o ângulo a partir da direção média verdadeira e k é o parâmetro de precisão.

A média R das direções é calculada através de uma soma vetorial. A relação entre o vetor resultante R e os N vetores será sempre $R < N$, e quando R se aproximar de N , então as direções estão bem agrupadas. Para avaliar a dispersão da população de direções, pode-se usar uma aproximação do parâmetro de precisão k :

$$k \cong \frac{N-1}{N-R} \quad (8.2)$$

onde quanto maior o valor de k , mais agrupado é o conjunto de direções.

Com a estimativa de k , pode-se obter a estimativa do elipsoide de confiança de 95%, α_{95} , ao redor da média. Em paleomagnetismo é comum usar a aproximação:

$$\alpha_{95} \cong \frac{140}{\sqrt{kN}} \quad (8.3)$$

As direções médias obtidas e os respectivos parâmetros estatísticos são apresentados na Tabela II em anexo e representadas na Figura 8.2.

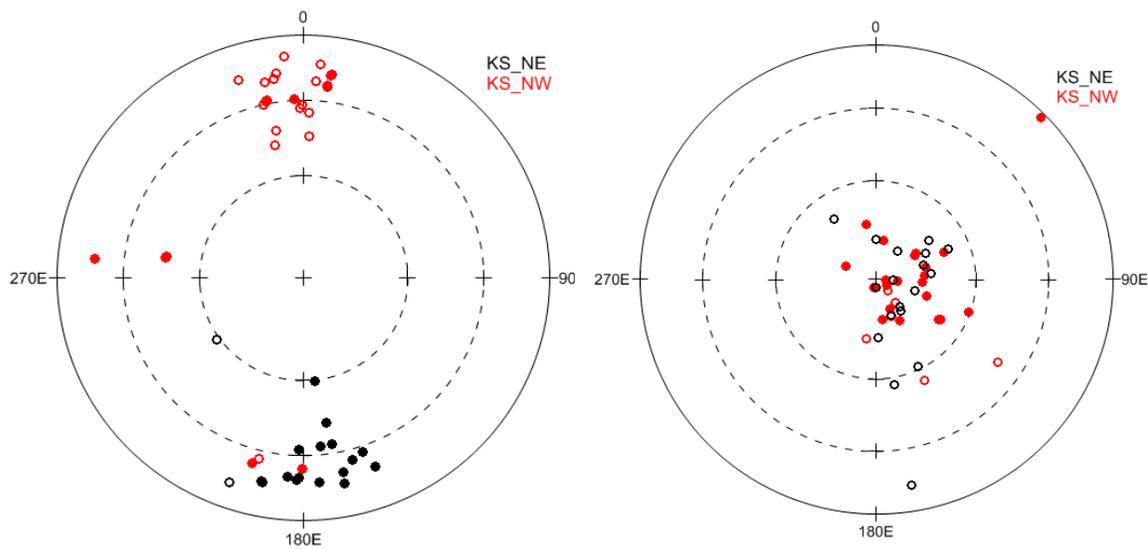


Figura 8.2: Distribuição das direções características dos sítios de amostragem (esquerda). Inclinações positivas (negativas) são representadas por símbolos cheios (vazios). Distribuição dos respectivos PGVs (direita). Foram distinguidos os PGVs norte (polaridades normais) e sul (polaridades reversas) com símbolos cheios e vazios, respectivamente. As cores diferenciam as áreas de amostragem.

A Figura 8.2 mostra a distribuição das direções principais e dos PGVs das amostras analisadas. É possível observar que a maior parte das amostras da região nordeste apresentaram direções com polaridade reversa, enquanto que as amostras da região noroeste apresentaram direções de polaridade normal. Também é possível observar alguns PGVs que estão muito afastados do polo geográfico, o que pode representar tanto excursões geomagnéticas quanto campos transicionais. Pode-se afirmar, então, que as rochas foram magnetizadas em pelo menos dois episódios distintos, correspondendo a dois intervalos de polaridade.

9. Discussão

Os resultados obtidos neste trabalho complementam os resultados da região norte da província obtidos por Ernesto & Pacca (1988) e Ernesto et al. (1999). Entretanto, os resultados de Ernesto & Pacca (1988) foram obtidos através de uma metodologia e critérios de qualidade ultrapassados. As direções foram obtidas através do método do “end-point”, que foi substituída pelo método da análise das componentes principais; além do mais, os equipamentos modernos são mais sensíveis e o ambiente de medidas, em sala com campo magnético reduzido, evita induções magnéticas indesejadas. Ainda assim, devido à extensão da região norte da PMP e a escassez de afloramentos da área, comparado às exposições de sequências de derrames da região Sul, é desejável manter os dados antigos na base de dados.

Na região Sul, já foi iniciado um trabalho de reanalisar as amostras ainda existentes no laboratório e, algumas seções puderam ser totalmente reanalisadas com as metodologias modernas. É o caso das seções JS e SM, ambas no Rio Grande do Sul (Figura 2.1), mas os dados ainda permanecem inéditos. Como conclusão desse trabalho, verificou-se que as novas metodologias não modificaram significativamente os resultados iniciais (Figura 9.1), mas melhoram os níveis de confiança (α_{95}) nas médias dos sítios. Infelizmente as amostras antigas da região norte não existem mais na litoteca do IAG/USP.

Para verificar se era possível a utilização dos dados antigos da região norte em combinação com os dados novos, foi aplicado um teste estatístico (teste de significância) para as sequências JS e SM reanalisadas, procurando combinar dados novos e antigos.

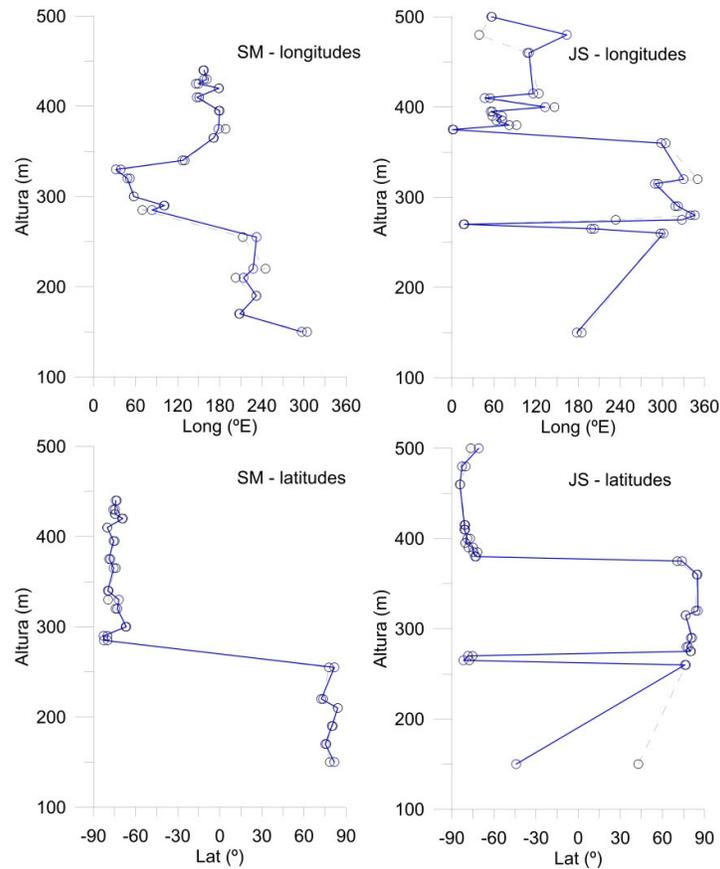


Figura 9.1: Variação da longitude e latitude dos PGVs das seções JS e SM para os dados paleomagnéticos antigos (símbolos pretos) e novos (azuis).

O teste consiste em analisar dois conjuntos de direções que apresentam sobreposição nos elipsoide de confiança (isto é, o erro associado) e avaliar se as médias são estatisticamente iguais. Considerando os conjuntos de dados com N_1 e N_2 direções com vetor resultante R_1 e R_2 , respectivamente. O teste de significância, ou teste F, é dado por

$$F = (N - 2) = \frac{(R_1 + R_2 - R)}{(N - R_1 - R_2)}, \quad (9.1)$$

onde $N = N_1 + N_2$ e R é o vetor resultante das N direções. O valor F obtido é então comparado com valores tabelados para 2 e $2(N - 2)$ graus de liberdade. Se o valor

calculado exceder o valor tabelado, então os conjuntos são distintos. Caso contrário, os conjuntos são estatisticamente iguais. Dessa forma, foram realizados testes para os seguintes conjuntos: $JS_1 \times JS_2$; $SM_1 \times SM_2$; $(JS_2 + SM_1) \times (JS_1 + SM_2)$, onde JS_1 e SM_1 representam os conjuntos de dados obtidos com a metodologia antiga e JS_2 e SM_2 os conjuntos com a metodologia corrente (Tabela 9.1). O resultado para todos os testes foi positivo (Tabela 9.2), garantindo que a diferença entre os resultados das duas metodologias é estatisticamente insignificante. Dessa forma, pôde-se usar toda a base de dados disponíveis para as análises a seguir e para o cálculo do polo geomagnético médio da região Norte.

Tabela 9.1: Conjuntos de dados utilizados no teste de significância. Plat, Plong: coordenadas dos polos; N, R e α_{95} parâmetros estatísticos da distribuição.

Conjuntos	Plat.	Plong.	N	R	α_{95}
JS1	-82.7	106.7	20.0	19.6	5.1
JS2	-82.6	108.8	40.0	39.1	3.4
SM1	-82.4	106.7	20.0	19.7	3.8
SM2	-82.5	103.9	40.0	39.5	2.7
JS1 + SM2	-82.4	108.8	40.0	39.3	3.0
JS2+ SM1	-82.6	103.8	40.0	39.3	3.1

Tabela 9.2: Resultado do teste de significância

Teste	F	Resultado
$JS_1 \times JS_2$	0.0276	Positivo
$SM_1 \times SM_2$	0.0610	Positivo
$(JS_1 + SM_2) \times (JS_2 + SM_1)$	0.0793	Positivo

Em seu trabalho nas rochas intrusivas da região nordeste, Ernesto et al. (1999) observaram que a área amostrada poderia ser claramente dividida em duas zonas distintas: a primeira, localizada em latitudes acima de $21,5^\circ$, é caracterizada pelo predomínio de sills mostrando polaridade reversa; e a segunda, localizada a latitudes

inferiores a $21,5^\circ$, caracterizada por sills de polaridade normal. As polaridades encontradas na região nordeste amostrada no presente trabalho concordam com o padrão encontrado por Ernesto et al. (1999). A área, que é contígua a área norte da amostragem anterior, apresentou polaridades reversas. A Figura 9.2 apresenta os sítios de amostragem da região norte da PMP com a indicação das respectivas polaridades da magnetização característica. Fica claro nessa figura a predominância de sítios com a mesma polaridade em determinadas áreas da região estudada, o que pode significar pulsos de magma relativamente rápidos e migração da atividade ígnea. Entretanto, não se encontrou nenhum indicativo que permitisse estabelecer uma relação temporal entre essas regiões.

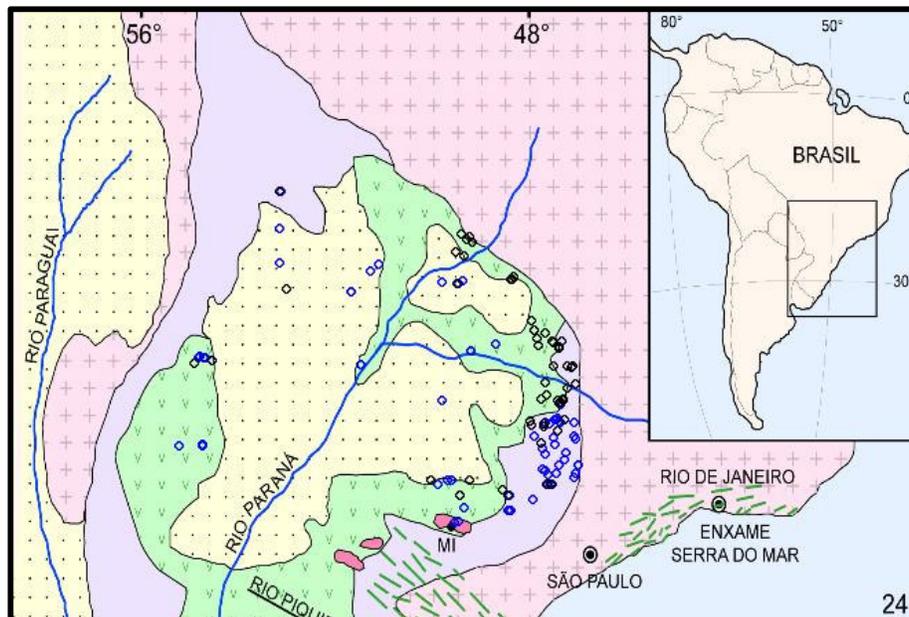


Figura 9.2: Sítios de amostragem da região Norte da PMP, indicando a polaridade do campo. Símbolos azuis indicam polaridades reversas e símbolos pretos polaridades normais. Legendas: idem a Fig. 2.1.

Para o cálculo do polo geomagnético da região Norte da PMP, a base de dados utilizada incluiu os sítios MG, MI, MT, PP (Ernesto & Pacca, 1988), LI (Ernesto et al. 1999), RV (dados inéditos) e KS (este trabalho). A distribuição dos PGVs desse

conjunto é mostrada na Figura 9.3-a. Para o cálculo do polo paleomagnético utilizou-se apenas sítios cuja direção média tenha $\alpha_{95} \leq 15^\circ$ e tenha sido calculada com base nos resultados de pelo menos três espécimes; esses critérios eliminam grande parte dos dados antigos por possuírem imprecisões muito grandes nas direções de magnetização médias. Seguindo os critérios de Vandamme (1994), o ângulo de *cutoff* A obtido para essa distribuição é $24,4^\circ$. Ou seja, os polos que excederam $24,4^\circ$ de latitude em relação a média foram excluídos da média (Figura 9.3-b). Sendo assim, o novo polo calculado para a região Norte está localizado a $82,6^\circ\text{S}$ e $83,7^\circ\text{E}$ ($N = 130$, $\alpha_{95} = 1,7^\circ$, $k = 57$).

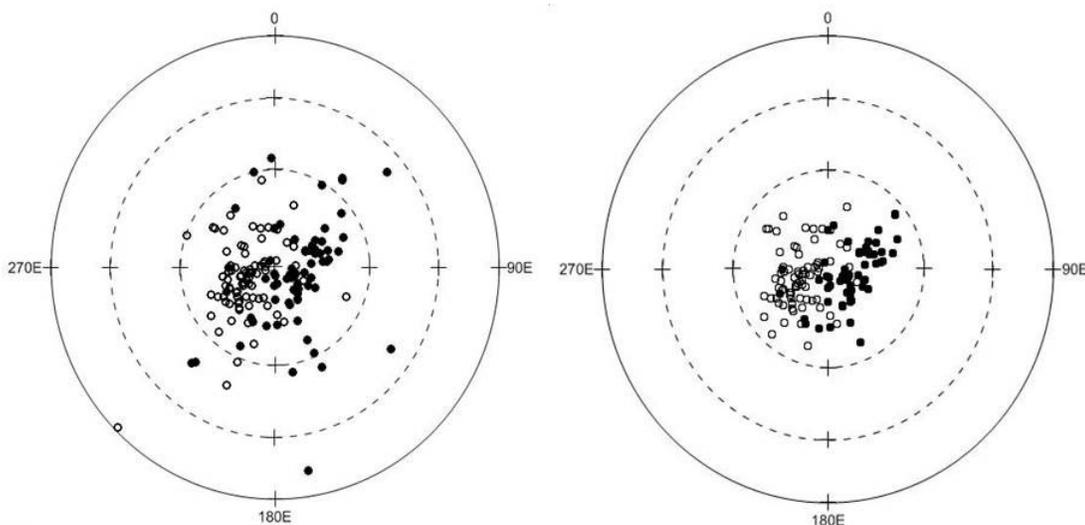


Figura 9.3: Distribuição dos PGVs da região Norte da PMP. a) Antes da seleção de acordo com os critérios de Vandamme (1994). b) Distribuição após a seleção. Símbolos cheios (vazios) indicam polaridades reversas (normais).

O círculo de confiança desse novo polo se sobrepõe apenas ligeiramente ao círculo de confiança do polo da região Sul ($106,2^\circ\text{E}$, $84,0^\circ\text{S}$; $N=197$, $\alpha_{95} = 1,5^\circ$, $k = 45$), calculado por Raposo & Ernesto (1995), o que sugere que esses dois polos possam ser distintos. Entretanto, a seleção de sítios baseada no método de Vandamme (1994) tende a ser muito drástica; usualmente consideram-se afastamentos de $30\text{-}40^\circ$ a partir da média como representativos da dispersão causada pela variação secular. Mais recentemente passou-se a adotar cortes em 45° na literatura internacional. Lembrando

que o polo da região sul foi calculado com cutoff em 30°, o corte em 24,4° é razoável para comparação, mas ainda assim, devemos efetuar o cálculo com corte em 45° para observar o comportamento do polo. Nesse caso as novas coordenadas são 79,1°E e 82,4°S (N= 136; $\alpha_{95} = 2,2^\circ$ K= 33). A Tabela 9.3 resume esses resultados.

Tabela 9.3: Comparação dos polos paleomagnéticos da região Norte e Sul da PMP.

Código	N	Long. (°E)	Lat. (°S)	α_{95} (°)	k
NPB (<i>cutoff</i> 24,4°)	130	82,6	83,7	1,7	57
NPB (<i>cutoff</i> 45°)	136	79,1	82,4	2,2	33
SPB (<i>cutoff</i> 30°)	197	106,2	84,0	1,5	45

Dessa comparação nota-se claramente que as duas seleções de dados da região Norte leva a resultados muito semelhantes, com diferenças muito pouco significativas considerando os parâmetros estatísticos. Para as discussões que se seguem adotaremos, então, o resultado com *cutoff* de Vandamme. Neste caso, podemos dizer que o polo paleomagnético da região Norte e da região Sul diferem em longitude cerca de 20°, uma vez que os parâmetros estatísticos são muito semelhantes e, praticamente não há superposição dos círculos de confiança (Fig. 9.4).

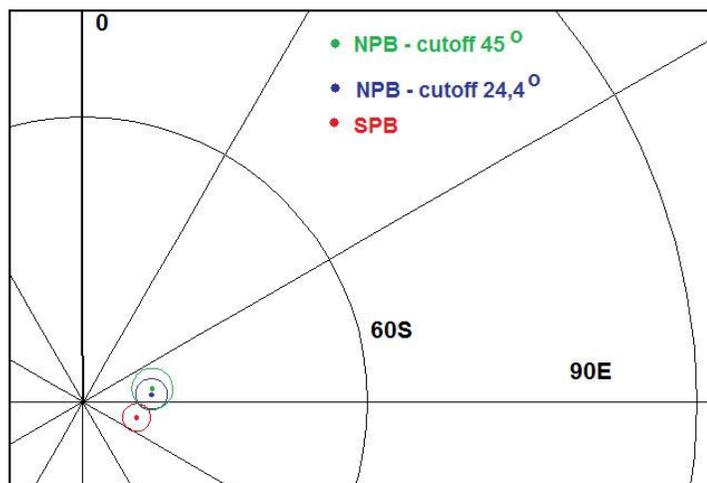


Figura 9.4: Polos paleomagnéticos da região Norte (NPB) e região Sul (SPB) e respectivos círculos de confiança.

Em princípio, essa diferença poderia ser atribuída à diferença de idades já registrada por diversos autores, mas que seria maior que ~1-3 Ma (e.g. Thiede & Vasconcelos, 2010; Janasi et al., 2011). Neste caso, a diferença não poderia ser atribuída à deriva polar aparente, uma vez que a diferença nas idades é muito pequena e não resultaria em deriva continental suficientemente grande para ser detectada pelo método paleomagnético. Entretanto, a parte noroeste da PMP é praticamente desprovida de dados radiométricos, mas a concordância dos dados paleomagnéticos para as duas áreas, demonstrada pela consistência do polo paleomagnético da NPB, descarta diferenças de idade significativas. Provavelmente, o fator preponderante para justificar tal diferença seria o fato de que na região Norte não se pode amostrar grandes espessuras do pacote de lavas que recobriu a região, ao contrário do que ocorre na região Sul, onde se amostrou pacotes com até quase 1.000 m de espessura, começando pelos derrames assentados diretamente sobre o arenito Botucatu. É possível que na região norte, a maioria dos dados paleomagnéticos representem apenas a atividade mais jovem, embora os sills foram amostrados em diferentes níveis da coluna estratigráfica local. Deve-se salientar também, que os dados que compõem o polo NPB demonstram ter eliminado a variação secular, tão bem quanto os dados do polo SPB.

Um outro ponto que merece ser considerado é uma possível correção tectônica dos sítios. A qualidade dos afloramentos na área de estudo, não permite observar claramente o acamamento das rochas. Entretanto, mergulhos de apenas 1-2° foram observados no sul do Estado de São Paulo (Janasi et al., 2011) e, quando possível mergulhos não maiores do que 5° foram medidos, tanto no norte como no sul da PMP. Além do mais, as medidas de ASM da região norte demonstram a posição horizontal das rochas, na grande maioria dos casos. Como já foi salientado anteriormente, os resultados de ASM mostram mergulhos menores de k_1 na região Norte do que na região Sul. Isto pode ser o

resultado da topografia inicial da área, quando dos primeiros pulsos de lava acompanharam os desníveis do terreno causados pelas dunas formadas pelos sedimentos Botucatu. De fato, os primeiros derrames em geral apresentam maiores mergulhos do que aqueles colocados no topo da sequência, de acordo com os registros encontrados nos cadernos de campo de Ernesto & Pacca (1988). Entretanto, essa hipótese poderia ser melhor investigada num trabalho futuro.

O pólo paleomagnético NPB apresentado neste trabalho satisfaz aos critérios de confiabilidade propostos por Van der Voo (1990), numa escala de $0 \leq Q \leq 7$. Enumera-se e discute-se a seguir os sete critérios:

- 1) Idade da rocha bem determinada e a pressuposição de que a magnetização é da mesma idade: O estudo da mineralogia magnética mostrou que a magnetização principal deve corresponder a uma magnetização primária termo-remanente, ou seja, da mesma idade da rocha. Embora o número de datações confiáveis para a PMP-Norte seja ainda pequeno, os dados de Ernesto et al. (1999) referentes a datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aos sills da região nordeste e a datação U-Pb baddeleyta/zircão de um dacito (tipo Chapecó) na região de Ourinhos (Janasi et al., 2011), são coerentes e permitem atribuir uma idade absoluta ao polo NPB.
- 2) O polo deve apresentar um número suficiente de amostras ($N > 24$, $k \geq 10$ e $\alpha_{95} \leq 16$): o polo obtido apresenta $N = 130$, $k = 57.0$ e $\alpha_{95} = 1,7$, satisfazendo plenamente este critério.
- 3) Desmagnetização adequada: as amostras KS foram desmagnetizadas apenas por campos magnéticos alternados (AF), mas as demais amostras que contribuem para o polo foram submetidas a desmagnetizações AF e térmica, tendo sido já demonstrada a eficiência da desmagnetização AF nas rochas da PMP. Como já demonstrado, as componentes foram avaliadas através de projeção triortogonal e calculadas através da PCA (Kirshvink, 1980). Dessa forma, as componentes de magnetização foram adequadamente isoladas.
- 4) Testes de campo que limitam a idade da magnetização: este critério refere-se principalmente a testes de contato. Embora não tenham sido feitos testes específicos, quando se analisam sequências de derrames, as diferenças entre um

sítio (derrame) e o sucessivo já atendem ao objetivo do teste que é verificar se houve remagnetização de grande escala.

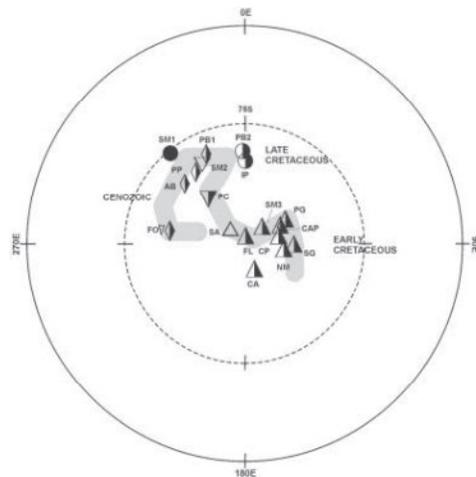


Figura 9.5: Seleção de polos paleomagnéticos da South America curva de deriva polar aparente para o período Cretáceo Inferior-Cenozóico (Ernesto, 2006). Símbolos indicam: triângulos = Cretaceous Inferior; triângulos invertidos = Cretáceo Superior (~80Ma); círculos = Cretáceo Superior (~70-60 Ma); losangos = Cenozoico. Símbolos abertos e fechados e semi-fechados representam polaridades normal, reversa e mista, respectivamente.

- 5) Controle estrutural e coerência tectônica com o craton ou bloco envolvido: a imensa área já estudada da PMP atesta essa coerência.
- 6) Presença de reversões: as amostras apresentaram tanto polaridades normais quanto polaridades reversas com direções médias opostas, indicando campo dipolar.
- 7) O polo não se assemelha a paleopolos de idade mais jovens (acima de um período): Embora os polos paleomagnéticos da PMP se coloquem muito próximos do polo geográfico, existe uma diferença significativa entre os polos do Cretáceo Inferior da América do Sul e idade mais jovens, como ser visto na Figura 9.5, onde são apresentados os polos paleomagnéticos existentes para o Cretáceo Inferior até o Cenozóico, de acordo com Ernesto (2006).

10. Referências

- Almeida, F.F.M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325-349.
- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Riisager, J., Riisager, P., Lopes, O.F., 2003. Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Magmatic Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications. *Phys. Earth Planet. Int.* 138: 183–196.
- Anderson, D.L., 2000, The thermal state of the upper mantle: No role for mantle plumes: *Geophysical Research Letter*, v. 27, pp. 3623–3626.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., 2004. Magma flow from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *Geological society of London, Special Publication 238*: 285-298.
- Arndt, N.T. & Christensen, U. (1992). The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97(B7): 10967-10981.
- Bascou, J., Campos, P., Dautria, J.M., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 145: 119-135.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E. M. & Roisenberg, A. (1986). *Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships*. *Journal of Petrology*, 27: 915-944.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Campbell, I.H. & Griffiths, R.W. (1990). *Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts*. *Earth and Planetary Science. Letters*, 99:79-93.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., Herrero-Bervera, E., 1996. The internal structure of lava flows – insights from AMS measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65: 249-263.
- Cañón-Tapia E., Pinkerton H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 98: 219-233.
- Cañón-Tapia, E., 1996. Single-grain distribution anisotropy: a simple three-dimensional model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 94: 117-131.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97±138.
- Conceição, J.C., Zalan, P.V., Wolff, S., 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 2, 255-265.
- Creer, K.M., 1962. Paleomagnetism of the Serra Geral Formation, *Geophys. J.R. Astron.Soc.*, 7: 1-22.
- Curie, D., 1984. Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque: une nouvelle analyse. Brest, Univ. de Bretagne Occidentale: 192 pp.
- Davino, A., Sinelli, O, Souza, A., Correia, C.T., 1982. Diabásios na região nordeste da Bacia do Paraná. *Proceedings of the Thirty Second Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador 4:1736-1744.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267.

- Dekkers, M. J., and J. H. Linssen (1989), Rockmagnetic properties of fine grained natural low-temperature hematite with reference to remanence acquisition mechanisms in red beds, *Geophys. J. Int.*, 99, 1– 18.
- Dragoni, M., Lanza, R., Tallarico, A., 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerites sills (Antarctica). *Geophys. J. Int.* 128, p. 230-240.
- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., 1997. *Rock Magnetism: Fundamental and frontiers*. Cambridge University Press, 573p.
- Ernesto, M., 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: Questioning the mantle plume model. In: *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*, P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (eds.), Edusp/FAPESP, São Paulo, 689-705.
- Ernesto, M., Hiodo, F.Y. & Pacca, I.G., 1979. Estudo paleomagnético de sequência de derrames basálticos da Formação Serra Geral em Santa Catarina. *Anais Acad. brasil. Ciênc.*, 51, 328/332.
- Ernesto, M., Pacca, I.G., Hiodo, F.Y. & Nardy, A.J.R., 1990. Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, Southern Brazil, *PEPI* 64: 153–175.
- Ernesto, M.; Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B.; Castillo, A.M.C. & Velazquez, J.C. (1996). Paleomagnetic data from the Central Alkaline Province, Eastern Paraguay. In: *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay*, Gomes, C.B. & Comin-Chiaramonti, P. (eds.), FAPESP/EDUSP: 85-102.
- Ernesto, M.; Raposo, M.I.B; Marques, L.S.; Renne, P.R.; Diogo, L.A. & De Min, A. (1999). Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 28:321-340.
- Ernesto, M.; Marques, L.S.; Piccirillo, E.M.; Molina, E.C.; Ussami, N.; Comin-Chiaramonti, P. & Bellieni, G. (2002). Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2): 15-36.
- Ewart, A.; Milner, S.C.; Armstrong, R.A. & Duncan, A.R. (1998). Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, 39(2):191-225.
- Fanjat, G., Camps, P., Sceherbakov, F.B., Sougrati, M.T., Perrin, M., 2012. Magnetic interactions at the origin of abnormal magnetic fabrics in lava flows: a case study from Keguerlenflood basalts. *Geophys. J. Int.*, 189: 815-832.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London Serie A* 217, 295-305.
- Fulfaro, V.J. & Perinotto, J.A.J. 1996. A Bacia Bauru: Estado da Arte. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 4, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro, Unesp, v. 1, p. 297 – 303.
- Garcia, J., and G. Subias (2004), The Verwey transition-a new perspective, *J. Phys. Condens. Matter*, 16(7), R145-178.
- Glen, J.M., Renne, P.R., Milner, S.C., Coe, R.S., 1997. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous province: Evidence for rifting before flood volcanism. *Geology* 25: 1131-1134.
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.S., Camps, P., Sánchez, L.B., Mena, M., Trindade, R., Aguilar, B.R.,; Morales, J., Lopez H.L., 2013. The Earth's magnetic field prior to the

Cretaceous Normal Superchron: new palaeomagnetic results from the Alto Paraguay Formation. *International Geology Review*, 55, 692-704(13).

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.*, 18: 2193-2196.

Hext, G.R. (1963) The estimation of second order tensors with related tests and design. *Biometrika*, 60: 353-373.

Janasi, V.A., Montanheiro, T.J., Freitas, V.A., Reis, P.M., Negri, F.A., Dantas, F.A., 2007. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic province in the Piraju-Ourinhos regions, SE Brazil, *Rev. Bras. Geocienc*, 37: 745-759.

Janasi, V.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: a precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *EPSL* 302: 147-153.

Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* (62): 699-718.

Launeau, P. ; Archanjo C J ; Picard, D. ; Arbaret, L. ; Robin, P-Y., 2010. Two- and three-dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels. *Tectonophysics*, 492, 230-239.

Marques, L.S.; Dupré, B. & Piccirillo, E.M. (1999). Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*, 28: 439-459.

Marques, L.S., Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná, In: Mantesso Neto, V. et al. (Org.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais, p. 245-263.

Masquelin, H., et al., 2009. The Cuaró Mesozoic dyke swarm, southern Paraná basin, Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics? *C.R. Geosciences*, 341: 1003-1015.

Melfi, A.J., Girardi, V.A.V., 1963. Ocorrência de um sill de diabásio no arenito Botucatu, Município de Igarapava (SP). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia II* (2), 55-70.

Mena, M., Orgeira, M.J., Lagorio, S., 2006. Paleomagnetism, rock-magnetism and geochemical aspects of early Cretaceous basalts of the Paraná Magmatic Province, Misiones, Argentina. *Earth Planets Space* 58, 1283-1293.

Merle, O., 1998. Internal strain within lava flows from analogue modelling. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 81: 189-206.

Milani, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências de Petrobras*, vol. 15, n. 2, p. 265-287.

Mincato R.L., Enzweiler J., Schrank A. 2003. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea Continental do Paraná. In: SBGq, Congr. Bras. Geol., 9, Belém, 2003. *B. Res. Expand...*, p. 425-427. Petri, S., Fúlfaro, J.V., 1983. *Geologia do Brasil*. T.A. Queiroz e Universidade de São Paulo.

Nardy, A.J.R. (1996). *Geologia e petrologia das rochas vulcânicas mesozóicas da região central da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP – RC, 316p.

Pacca, I.G., Hiedo, 1976. Paleomagnetic analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 48: 207-214.

- Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M.; Rogers, N.W. & Turner, S.P. (1999). Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'- type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, 40(3): 451-473.
- Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (1988). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico - University of São Paulo, 600p., São Paulo.
- Piccirillo, E.M.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.J.; Stolfa, D.; Bellieni, G.; Marques, L.S.; Giaretta, A.; Nardy, A.J.R.; Pinese, J.P.P.; Raposo, M.I.B. & Roisenberg, A. (1988). *Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and intrusives from the Paraná Basin (Brazil)*. In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 107-156.
- Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Cavazzini, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Petrini, R.; Melfi, A.J.; Pinese, J.P.P.; Zantadeschi, P. & De Min, A. (1990). *Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics*. *Chemical Geology*, 89: 19-48.
- Rapalini, A.E., Abdeldayem, A.L., Tarling, D.H., 1993. Intracontinental movements in western Gondwanaland: A palaeomagnetic test. *Tectonophysics* 220, 127±139.
- Raposo, M.I.B. & Ernesto, M. (1995). An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dykes (Brazil): implications for the South America Mesozoic APWP. *Journal of geophysical Research*, 100 (B10): 20095-20109.
- Raposo, M.I.B.; Ernesto, M. & Renne, P.R. (1998). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108: 275-290.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M. & Perrin, M. (1992). *The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary*. *Science*, 258: 975-979.
- Renne, P.R.; Ernesto, M. & Milner, S. (1997). *Geochronology of the Paraná-Etendeka Magmatic Province*. EOS Transactions of the American Geophysical Union, F742.
- Piccirillo, E.M., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Civetta, L., Marques, L.S., Melfi, A.J., Petrini, R., Raposo, M.I.B., Stolfa, D., 1988. Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Universidade de São Paulo, São Paulo, 179-205.
- Raposo, M.I.B. & Ernesto, M., 1995. An early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dykes (Brazil): implications for the South America Mesozoic APWP. *J. Geophys. Res.*, 100 (B10): 20,095-20,109.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Renne, P.R., 1998. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm, Santa Catarina Island, Southern Brazil. *PEPI* 108: 275-290.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J., Prévot, M., Perrin, M., 1992. Rapid eruption of the Paraná flood volcanics, rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258, 975-979.
- Richards, M.A.; Duncan, R.A. & Courtillot, V.E. (1989). *Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails*. *Science*, 246: 103-107.

- Schettino, A., and C. R. Scotese (2005), Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): A palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions, *Geophys. J. Int.*, 163(2), 727– 759.
- Sheth, H.C., 1999. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction and fallacy. *Tectonophysics*: 311, 1-29.
- Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.J.; Kirstein, L. & Mantovani, M.S.M. (1996). *3-D ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná flood basalt province*. *Earth*
- Tamrat, E., Ernesto, M., 1999. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. *J. Geosyn.* 28: 419±437.
- Tarling, D.H., Hrouda, F. (1993) *The magnetic Anisotropy of Rocks*. London, Chapman and Hall. 217p.
- Tauxe, L. 2005 Lectures in Paleomagnetism. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>.
- Thiede, D.S & Vasconcelo, P.M., 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, 38: 747-750.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C. & Mantovani, M. (1994). *Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology*. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 333-348.
- Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation, *Phys. Earth planet. Inter.*, 85, 131–142.
- Van Der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data, *Tectonophysics* *Tectonophysics*, 184(1), 1–9.
- Zalán, P.V., Conceição, J.C., Wolff, S., Astolfi, M.A., Vieira, I.S., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Zannotto, O.A., Paumer, M.L., Marques, A., 1986. Análise da Bacia do Paraná . Relatório Interno Gt-Os-009/85, Petrobrás, Rio de Janeiro.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.

ANEXOS

Tabela I: Dados de Anisotropia de susceptibilidade magnética: N – número de amostras; K_m - susceptibilidade média; Dec. – declinação de k_1 ; Inc. – Inclinação de k_1 ; L – lineação; F – foliação; P – grau de anisotropia; T – parâmetro de forma

Sítio	Longitude(°)	Latitude(°)	N	K_m	σK_m	Dec.(°)	Inc.(°)	L	F	P	T
KS614	-47.80	-20.29	18	5.44E-02	8.40E-03	268.9	80.0	1.030	1.010	1.040	-0.502
KS784	-47.80	-20.25	8	3.05E-02	2.37E-03	297.0	6.7	1.004	1.012	1.016	0.485
KS618	-47.46	-20.13	7	9.63E-03	9.77E-04	80.8	7.9	1.009	1.005	1.014	-0.247
KS783	-47.47	-20.12	6	1.05E-02	4.27E-03	198.0	4.9	1.004	1.008	1.012	0.298
KS783	-47.47	-20.12	5	1.30E-02	1.06E-03	269.7	6.9	1.004	1.008	1.012	0.298
KS617	-47.47	-20.11	6	1.46E-02	8.97E-04	248.1	10.1	1.002	1.026	1.028	0.873
KS616	-47.79	-20.06	8	3.49E-02	7.58E-03	47.1	7.0	1.014	1.005	1.020	-0.451
KS682	-47.85	-19.89	11	2.59E-02	1.62E-03	112.5	2.2	1.008	1.016	1.025	0.324
KS698	-47.92	-19.70	26	1.78E-02	3.17E-03	278.4	4.2	1.020	1.022	1.042	0.004
KS786	-47.92	-19.70	10	1.47E-02	2.38E-03	140.0	4.5	1.027	1.019	1.046	-0.156
KS701	-48.33	-18.88	12	2.47E-02	3.60E-03	149.3	12.9	1.008	1.006	1.014	-0.181
KS787	-48.32	-18.88	12	1.60E-02	1.53E-03	261.4	2.3	1.003	1.024	1.027	0.753
KS702	-48.29	-18.83	15	2.25E-02	2.45E-03	245.0	17.4	1.008	1.006	1.014	-0.146
KS769	-49.31	-18.40	9	1.41E-02	1.65E-03	201.1	4.5	1.003	1.012	1.015	0.620
KS774	-49.50	-18.31	12	1.21E-02	2.09E-03	104.4	0.5	1.011	1.012	1.022	0.046
KS794	-49.32	-18.19	10	1.23E-02	1.80E-03	100.3	2.0	1.012	1.011	1.024	-0.153
KS793	-49.33	-18.19	14	2.00E-02	1.82E-03	125.5	3.7	1.008	1.014	1.022	0.310
KS764	-49.32	-18.19	15	2.05E-02	2.84E-03	209.5	62.1	1.004	1.000	1.004	-0.934
KS765	-48.96	-18.15	5	2.46E-02	1.78E-03	69.8	10.7	1.003	1.015	1.018	0.636
KS789	-49.15	-18.13	6	9.89E-03	2.38E-03	292.8	8.7	1.013	1.009	1.022	-0.200
KS790	-49.27	-18.07	13	1.59E-02	1.24E-03	295.4	2.9	1.006	1.007	1.013	0.055
KS792	-49.53	-18.01	15	2.96E-02	5.07E-03	8.1	0.8	1.006	1.001	1.008	-0.736
KS770	-49.38	-17.96	17	2.22E-02	2.40E-03	356.9	4.2	1.001	1.004	1.005	0.520
KS816	-48.69	-20.17	11	2.50E-02	2.70E-03	70.5	5.9	1.001	1.005	1.006	0.570

Tabela I (Continuação)

Sítio	Long	Lat	N	K_m	σK_m	K1 Dec.	k1 Inc.	L	F	P	T
KS817	-49.37	-18.91	12	1.85E-02	1.52E-03	161.0	21.8	1.001	1.003	1.004	0.532
KS819	-49.47	-18.96	17	2.35E-02	1.15E-03	153.4	35.4	1.002	1.007	1.009	0.530
KS821	-49.79	-18.93	24	3.62E-02	8.27E-03	108.5	1.6	1.008	1.006	1.014	-0.161
KS822	-51.13	-18.56	16	2.09E-02	6.48E-03	301.1	70.4	1.001	1.001	1.002	0.407
KS755	-51.66	-17.94	22	3.26E-02	3.62E-03	352.9	7.4	1.001	1.002	1.003	0.457
KS823	-51.66	-17.94	14	3.51E-02	1.48E-03	349.5	6.1	1.006	1.005	1.010	-0.103
KS749	-52.10	-18.51	18	4.88E-02	3.24E-03	192.3	4.5	1.002	1.006	1.008	0.440
KS826	-51.69	-19.11	14	3.24E-02	1.98E-03	166.1	4.3	1.002	1.008	1.011	0.565
KS827	-51.70	-19.12	24	2.81E-02	4.07E-03	347.2	0.7	1.004	1.003	1.007	-0.182
KS828	-53.03	-19.07	19	3.40E-02	3.74E-03	214.3	2.5	1.008	1.002	1.010	-0.648
KS829	-53.13	-18.55	15	2.64E-02	2.66E-03	293.2	8.0	1.001	1.004	1.004	0.742
KS830	-53.20	-18.54	13	2.77E-02	4.12E-03	275.5	6.9	1.008	1.002	1.010	-0.693
KS831	-53.21	-17.86	22	3.03E-02	1.52E-03	62.0	5.2	1.005	1.004	1.008	-0.155
KS832	-53.18	-17.10	21	3.30E-02	3.02E-03	118.9	0.2	1.002	1.009	1.010	0.697
KS835	-54.37	-19.87	8	4.34E-02	2.01E-03	77.3	1.4	1.011	1.007	1.018	-0.212
KS745	-54.44	-19.88	19	3.40E-02	4.98E-03	314.7	0.8	1.002	1.003	1.004	0.208
KS836	-54.42	-19.89	18	1.11E-02	5.49E-03	279.2	1.0	1.001	1.001	1.002	0.324
KS742	-54.86	-20.42	24	2.74E-02	2.90E-03	219.7	0.1	1.002	1.002	1.004	0.132
KS837	-54.86	-20.42	25	2.41E-02	1.28E-02	85.2	5.4	1.003	1.000	1.003	-0.924
KS838	-54.96	-20.55	6	1.58E-02	1.88E-03	257.0	19.2	1.002	1.002	1.002	0.240
KS839	-54.94	-20.52	19	7.27E-03	2.81E-03	254.3	2.4	1.002	1.000	1.002	-0.699
KS743	-54.88	-20.44	23	2.30E-02	1.74E-02	248.3	13.7	1.002	1.005	1.007	0.443
KS738	-54.77	-20.44	13	1.21E-02	1.37E-03	102.3	24.4	1.001	1.006	1.006	0.542

Tabela I: Continuação

Sítio	Long	Lat	N	K_m	σK_m	K1 Dec.	k1 Inc.	L	F	P	T
KS840	-54.77	-20.44	15	4.64E-03	5.44E-04	287.8	12.6	1.001	1.002	1.002	0.441
KS744	-54.83	-20.48	6	2.42E-02	1.63E-03	307.1	27.8	1.001	1.002	1.003	0.469
KS841	-54.67	-20.56	13	3.06E-02	7.12E-03	247.0	4.6	1.003	1.013	1.016	0.633
KS740	-54.75	-20.46	29	5.50E-03	3.38E-03	258.4	16.8	1.001	1.002	1.003	0.401
LI-5	-47.32	-20.25	21	5.45E-02	2.20E-03	162.1	4.1	1.001	1.021	1.022	0.919
LI-6	-47.17	-20.61	13	4.25E-02	7.22E-03	247.3	5.5	1.002	1.002	1.004	0.110
LI-7	-47.05	-20.61	25	6.65E-02	5.36E-03	152.0	2.2	1.003	1.030	1.033	0.832
LI-8	-47.13	-20.63	9	6.09E-02	4.18E-03	239.1	3.6	1.003	1.027	1.030	0.782
LI-9	-47.08	-20.64	27	4.41E-02	2.21E-03	43.4	3.2	1.009	1.011	1.021	0.110
LI-10	-47.00	-20.97	10	4.19E-02	9.03E-03	252.3	1.6	1.001	1.018	1.019	0.909
LI-11	-47.17	-21.05	12	5.49E-02	3.72E-03	258.8	8.7	1.002	1.004	1.006	0.259
LI-21	-47.32	-21.74	23	6.11E-02	1.78E-02	313.9	4.3	1.002	1.002	1.004	0.054
LI-24	-47.38	-21.67	11	3.98E-02	3.09E-03	134.9	32.7	1.005	1.004	1.009	-0.064
LI-25	-47.43	-21.68	9	3.60E-02	6.32E-03	33.6	1.2	1.002	1.002	1.003	0.020
LI-26	-47.45	-21.70	7	2.05E-02	4.66E-03	240.0	34.8	1.007	1.003	1.010	-0.352
LI-28	-47.03	-22.00	11	3.36E-02	5.59E-03	25.4	4.5	1.004	1.006	1.010	0.181
LI-29	-47.02	-22.01	9	1.37E-02	4.58E-03	137.1	45.8	1.003	1.008	1.011	0.422

Tabela II: Resultados das desmagnetizações por campos magnéticos alternados e cálculo dos PGVs, com os respectivos parâmetros estatísticos; o símbolo (*) indica os resultados descartados nas médias.’

Sítio	Região	Longitude	Latitude	N	Dec	Inc	α_{95}	k	R	Polaridade	Long. Polo	Lat. Polo
KS745	NW	-54.44	-19.88	3	352	16.7	4.5	759.2	2.997	I	289.3	60.5
KS755	NW	-51.66	-17.94	4	357.6	7.8	5.4	293.8	3.989	I	301.9	68
KS764	NE	-49.32	-18.19	3	234.4	-59.2	5.1	584	2.997	I	170.4	-12.9
KS765*	NE	-48.96	-18.15	3	191.3	-16.6	10.2	148	2.987	I	154.7	-61.2
KS784*	NE	-47.8	-20.25	3	199.6	-12.7	13.3	88	2.977	I	170.1	-57.1
KS793*	NW	-49.33	-18.19	3	193.6	-26.4	3.2	1474	2.999	I	154.3	-55.2
KS823	NW	-51.66	-17.94	4	357.9	6.5	2.7	1125.7	3.997	I	302.6	68.7
KS841-a	NW	-54.67	-20.56	3	275.5	17.1	22.3	31.7	2.936	I	225.4	2
KS841-b	NW	-54.67	-20.56	3	279.1	-47.1	70.4	4.2	2,518	I	124.3	-41.1
KS738	NW	-54.78	-20.44	4	359.6	-32	5.1	324.7	3.991	N	298.2	86.9
KS740a	NW	-54.75	-20.46	7	1.9	-35.6	5.4	126.1	6,952	N	12.4	88.1
KS740b	NW	-54.75	-20.46	5	358.7	-33.7	7.9	94.6	4,958	N	273.8	87.6
KS742	NW	-54.86	-20.42	6	351.4	-19.4	6.5	107.2	5,953	N	265.4	76.7
KS743	NW	-54.9	-20.44	4	349.4	-42	8.9	108.5	3,972	N	192	79.5
KS816	NW	-48.69	-20.17	5	347.1	-30.1	10.2	5.3	4.93	N	237.3	77.1
KS817	NW	-49.37	-18.91	5	4.4	-13.4	8.1	90.7	4.956	N	330.7	77.2
KS819-b	NW	-49.47	-18.96	4	3.5	-21.4	4.5	420.6	3.992	N	334.2	81.4
KS821	NW	-49.79	-18.93	6	352.3	-17.1	5.9	128.6	5.961	N	272.9	77.4
KS822	NW	-51.13	-18.56	3	354.9	-9.7	7.6	261.6	2.992	N	288.2	75.5
KS826	NW	-51.69	-19.11	3	341.9	-16	9	187.2	2.989	N	247.8	69.3
KS827	NW	-51.7	-19.12	3	348.7	-20	3.7	1110.5	2.998	N	255.6	76
KS830	NW	-53.2	-18.54	4	2	-45.3	2.9	993.5	3.997	N	114.6	81.5
KS831	NW	-53.21	-17.86	4	347.8	-47.5	4.3	454.9	3.993	N	170.7	74.5

Tabela II: Continuação

Nome	Região	Longitude	Latitude	N	Dec	Inc	Alfa95	k	R	Polaridade	Long. Polo	Lat. Polo
KS832-b	NW	-53.18	-17.1	4	7.6	-17.7	5.3	306	3,990	N	350.4	79.1
KS837	NW	-54.86	-20.42	5	348.3	-28.5	5.2	219.8	4,982	N	238.4	77.7
KS839*	NW	-54.9	-20.5	4	6.9	-23.1	18.6	25.3	3,881	N	-	-
KS840	NW	-54.78	-20.44	3	357.1	-29.3	6.7	336.2	2.994	N	274.7	84.5
KS616	NE	-47.79	-20.06	3	181.8	19.1	7.6	267	2.992	R	142.1	-79.6
KS617	NE	-47.47	-20.11	3	159.4	19.1	6.5	365	2.994	R	66.8	-67.6
KS618	NE	-47.46	-20.13	4	191.5	16.7	14	44	3,932	R	178	-74
KS681*	NE	-47.8	-19.96	2	174.3	33.5	15	258	1.996	R	91.8	-85.6
KS682-a*	NE	-47.85	-19.89	3	173.8	59.5	7.5	269	2.993	R	325.4	-68.9
KS682-b	NE	-47.85	-19.89	5	181.1	20.2	5.3	212	4.981	R	138.8	-80.7
KS698	NE	-47.9	-19.7	6	184.4	20.2	7.4	82	5.939	R	157.3	-79.8
KS701	NE	-48.33	-18.88	3	181.5	32.3	11.1	125	2.984	R	178.3	-88
KS702	NE	-48.29	-18.83	3	161.4	27.2	10.5	140	2.986	R	52.7	-71.7
KS769	NE	-49.31	-18.4	3	175.6	17.5	8.3	223	2.991	R	105.8	-79.6
KS770	NE	-49.38	-17.96	3	170.2	33.7	8.4	215	2.991	R	36.4	-80.7
KS774	NE	-49.5	-18.31	3	171.1	43.2	14.6	72.8	2.973	R	359.3	-79.3
KS787	NE	-48.32	-18.88	3	165.1	25.2	5.2	573	2.997	R	61.1	-74.6
KS789	NE	-49.2	-18.1	3	168.9	15.3	16	60	2,967	R	83.1	-75.1
KS790	NE	-49.27	-18.07	3	168.5	20.9	4.8	676	2.997	R	72.7	-76.6
KS819-a	NW	-49.47	-18.96	3	185	18.3	8.5	213.4	2.99	R	158.1	-79.3
KS828	NW	-53.03	-19.07	4	181.8	22.2	7.3	159.8	3.981	R	140.2	-82.3
KS832-a	NW	-53.18	-17.1	3	180.4	24.7	10.9	129.8	2.985	R	132.2	-85.8
KS838	NW	-54.96	-20.56	3	195.3	24.1	10.4	143	2.986	R	188.9	-73.3